

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université Mohamed Kider Biskra
Faculté des Sciences et Technologie
Département de Génie Civil et Hydraulique



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

Ref :.....

المرجع :

Thèse présentée en vue de l'obtention
Du Diplôme de
Doctorat en sciences : Hydraulique
Spécialité : Sciences de l'Hydraulique

Le Système Aquifère Mio-pliocène du Bassin de Chott Melrhir - Zab Chergui : Caractérisation, Géométrie et Hydrochimie.

Présentée par

ALLIA Zineb

Soutenue publiquement le : 29 Novembre 2018.

Devant le jury composé de :

YOUCEF Leila	Professeur	Présidente	Université de Biskra
OUAMANE Ahmed	Professeur	Rapporteur	Université de Biskra
CHEBBAH Mohamed	Professeur	Co-rapporteur	C.U. de Mila
KHECHANA Salim	Maitre Conférences A	Examineur	Université d'El Oued

RESUME

L'étude du système aquifère du Mio-pliocène dans le Zab Chergui, bassin de Chott Melrhir – Bas Sahara Septentrional, vise à améliorer sa connaissance en vue d'une gestion durable et réfléchie de la ressource en eaux souterraines.

Dans la zone d'étude, le complexe aquifère mio-pliocène, le plus sollicité, est contenu dans les dépôts silico-clastiques dans lesquels quatre ensembles sont identifiés. Leur relation est déterminée à partir des corrélations des données d'affleurements, de sondages hydrauliques et de leurs enregistrements diagraphiques nous permettant de déterminer l'agencement de ces dépôts et de préciser la géométrie de cet aquifère multicouche. Cette dernière montre une structure synclinale dissymétrique à une plus grande profondeur au sud et une discordance des ensembles supérieurs sur les ensembles de base associés à un semi-perméable formant, ainsi, la superposition de deux niveaux aquifères multicouches. Le niveau aquifère inférieur (NAS) est Miocène moyen alors que le niveau aquifère supérieur (NAI) est Miocène supérieur et Pliocène ; Ceci soulève la confusion admise dans la distinction de ces deux aquifères et que nous dénommerons aquifère inférieur pour « la nappe du Pontien » et aquifère supérieur pour « la nappe du Mio-pliocène indifférencié ».

Plusieurs techniques et représentations graphiques, basées sur les constituants ioniques et/ou les faciès hydrochimiques, ont été utilisées dans l'étude et l'évaluation hydro-géochimiques des eaux de ce complexe aquifère. Ces eaux sont riches en sels et présentent des teneurs moyennes à élevées en ions majeurs dépassant les normes admises de potabilité. L'abondance relative des principaux ions est $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ pour les cations et $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^-$ pour les anions. Elles présentent, pour les deux niveaux aquifères, deux familles d'eaux à faciès chimiques évolutifs : l'une à faciès chloruré et sulfaté – calco-magnésien et l'autre à faciès chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique. Le premier se manifeste, surtout, dans les régions septentrionales du bassin par contre le second dans ses parties méridionales. Leur répartition est fortement influencée par le contexte naturel de l'aquifère (lithologie, géométrie, conditions et directions des circulations souterraines) dont la transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de ce système aquifère. L'altération et la dissolution des carbonates, des sulfates, des sels et en partie des silicates, l'échange d'ions, l'évapotranspiration et éventuellement les activités anthropiques sont les principaux processus hydro-géochimiques de salinisation des eaux ; La combinaison de ces processus, dans un milieu favorable à la concentration des éléments dissous, a contribué positivement dans l'évolution de la salinité de ces eaux dans la zone d'étude.

Dans cette région dépourvue de moyens de traitement et/ ou d'adoucissement des eaux, lors du choix des champs captant et de l'implantation des forages d'AEP, ces résultats doivent pouvoir guider les décideurs.

Mots Clés: Zab Chergui, Système aquifère, Mio-pliocène, Géométrie, Hydrochimie, Processus de minéralisation.

ABSTRACT

The study of the Zab Chergui aquifer system, Chott Melrhir basin, Low septentrional Sahara, aims to improve the knowledge about this system for sustainable groundwater resource management.

In the study area, the Mio-Pliocene aquifer complex, the most requested, is contained in silico-clastic deposits in which four sedimentary units are identified. Their relationship is determined from the correlations of the outcrop data, the drilling or hydraulic well and their logs recordings allowing us to determine the arrangement of these deposits and to specify the geometry of this multilayer aquifer. The latter shows a dissymmetrical synclinal structure at a greater depth to the south and a unconformity of the upper sets on the base sets associated with a semipermeable level forming, thus, the superposition of two multilayer aquifer levels. The lower aquifer level is Middle Miocene whereas the upper aquifer level is Upper Miocene and Pliocene. This raises the confusion admitted in the distinction of these two aquifers and which we name the "Lower aquifer" the "Pontian aquifer" and the "Upper aquifer" the "undifferentiated Mio-Pliocene aquifer".

Several techniques and conventional graphical plots were used to define the geochemistry of this aquifer complex. Based on the ionic components, hydrochemical facies the factors controlling groundwater chemistry are assessed and defined. Groundwaters are high in saline and show high contents of major ions that exceed the admitted norms of potability. The relative abundance of major ions was $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ for cations and $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^-$ for anions. Two main water types are identified for the two aquifer levels; one is chloride and sulphated calco-magnesian facies, the second Chloride –sodic and potassic or sulphated sodic facies. The first occurs in the northern areas but the second in the southern regions of the basin. Their spatial distribution is strongly influenced by different parameters linked to the aquifer system in the study area (lithology, structure, conditions and underground circulation directions). Their distribution is strongly influenced by the natural context of the aquifer (lithology, geometry, conditions and directions of underground circulation) whose transition from one facies to another emphasizes the complexity of the hydrogeochemical processes that govern the salinity of the waters of this aquifer system. Weathering and dissolution of carbonates, sulphates, salts and partly silicates, the ion exchange, the evapotranspiration and possibly anthropogenic activities are the main hydro-geochemical processes of water salinization. The combination of these processes in a favorable environment to the concentration of the dissolved elements contributed positively to the salinity evolution of these waters in the study area. The processes involved in acquirement of the global saltiness of waters can be applied to predict its probable evolution in the region. The results are suggested to decision makers in selecting better quality water for use.

Keywords: Zab Chergui, Aquifer system, Mio-Pliocene, Geomery, Hydrochemistry, Mineralization process.

ملخص

ان دراسة مجمع المياه الجوفية للميو بليوسان في منطقة الزاب الشرقي - حوض شط ملغغ - منخفض شمال الصحراء- يهدف الى تحسين المعارف من اجل تسير مستدام و عقلاني لموارد المياه الجوفية.

في منطقة الدراسة , مجمع التكوينة المائية - الاكثر استغلالا - المحتوى في الرواسب السيليكو- كالتية تم تعيين اربع مجموعات و تحديد علاقتهم من خلال اتحاد مجموعة من المعطيات متعلقة بالصخور , المسح الهيدروليكي و التسجيلات حيث سمحت لنا هذه المعطيات بترتيب هذه التوضعات و بتحديد ابعاد هذه التكوينة المتعددة الطبقات. هذه الاخيرة اوضحت ان لديها هيكل محذب و ذات عمق كبير في الجنوب و عدم تطابق في المجموعة العلوية على المجموعة السفلية و المرتبطين بطبقة شبه نفوذة مكونين بذلك توضع مستويين من التكوينات المائية متعددة الطبقات. التكوينة المائية السفلية تتمثل في الميوسان المتوسط اما التكوينة الثانية فإنها تمثل الميوسان العلوي و البليوسان. هذا ما يرفع الالتباس فيما يخص التفريق بين هاتين التكوينتين وتسمية التكوينة السفلية بدلا من تكوينة البونتيان و تسمية التكوينة العلوية بدلا من تكوينة ميو-بليوسان الغير متمايز.

من اجل دراسة و التقييم الهيدروجيوكيميائي لمياه هذه التكوينة, استعملت تقنيات كثيرة و تمثيلات بيانية تعتمد على المكونات الايونية و /او السحنات الهيدروكيميائية . هاته المياه غنية بالاملاح و لديها مستويات متوسطة الى مرتفعة من الايونات الرئيسية تتجاوز المعايير المسموحة للمياه الصالحة للشرب. الوفرة النسبية للايونات الاساسية بالنسبة للتكوينتين المائيتين هي : $K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+$ بالنسبة للايونات الموجبة و $NO_3^- > HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$ بالنسبة للايونات السلبية, اللذان يمثلان عائلتان للمياه ذات سحنات كيميائية متطورة, الاولى سحناتها كلوريدية و كبريتية - كلسية مغنيزية- و الثانية ذات سحنة كلوريدية صودية و بوتاسية او كبريتية صودية . فالاولى تتجلى في المناطق الشمالية من الحوض اما الثانية ففي الاجزاء الجنوبية. توزعهم يتأثر بالعوامل الطبيعية للتكوينة (الخصائص الصخرية, الهندسة التكوينية وظروف و اتجاه الجريان الجوفي) اين يكون الانتقال من سحنة الى اخرى يحدد لنا صعوبة و تعقيد العوامل الهيدروجيوكيميائية التي تتحكم في ملوحة مياه الطبقة الجوفية , تفكك و ذوبان الكربونات و الكبريت, الاملاح و جزء من السيليكات, تبادل الايوناتو التخثر و احتمال نشاط الانسان هم العوامل الهيدروجيوكيميائية الرئيسية لملوحة المياه. اجتماع هذه العوامل في وسط ملائم لتركز العناصر المنحلة ساعد بصفة ايجابية في تطور ملوحة المياه في منطقة الدراسة.

في هذه المنطقة التي تخلو من وسائل المعالجة و / او تحلية المياه يجب ان تكون هذه النتائج قادرة على توجيه صناعات القرار عند اختيارهم اماكن حفر ابار الخاصة بالمياه الصالحة للشرب.

الكلمات المفتاحية

الزاب الشرقي, نظام طبقات المياه الجوفية, ميو- بليوسان , الهندسة , هيدروكيميائي, عملية التمعن.

AVANT PROPOS

Les travaux présentés dans ce mémoire de thèse ont été effectués au sein du " Laboratoire d'Aménagement Hydraulique et Environnement- LAHE "de l'Université Mohamed Khider de Biskra. Sa réalisation a été possible grâce au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner toute ma reconnaissance. Aussi, au moment de présenter ce travail, je mesure tout le prix des soutiens et concours dont j'ai bénéficié dans l'accomplissement de cette tâche et sans lesquels plusieurs obstacles auraient été insurmontables. J'assure de ma profonde reconnaissance les responsables de toutes les institutions qui ont contribué à la réalisation de ce travail et tous ceux qui m'ont apporté leur aide.

Les travaux de cette thèse ont été menés sous la direction conjointe de Messieurs les Professeurs **OUAMANE Ahmed** directeur du Laboratoire LAHE de l'Université Mohamed Khider de Biskra et **CHEBBAH Mohamed** du Centre Universitaire Abdelhafid Boussouf de Mila.

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

A mes promoteurs, j'adresse toute ma gratitude pour leurs judicieux conseils, attention et disponibilité et dont leurs compétence, rigueur scientifique et clairvoyance m'ont beaucoup appris. Ils ont été et resteront les moteurs de mes travaux de chercheur.

Mes sincères reconnaissances vont, particulièrement, aux membres du jury, pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de juger ce modeste travail.

M^{me} **YOUCEF Leila**, Professeur à l'Université Mohamed Khider de Biskra, qui a bien voulu présider l'honorable jury de cette thèse.

M^r **KHECHANA Salim**, Maître de conférences "A" à l'Université echahid Hamma Lakhdar d'EL Oued, qui a bien accepté d'examiner ce travail.

M^r **GHOMRI Ali**, Maître de conférences "A" à l'Université echahid Hamma Lakhdar d'EL Oued, qui a bien accepté de siéger au jury de cette thèse.

Mes remerciements vont, également, à M^r **MASMOUDI Toufik** et tous les Cadres de l'ANRH de Biskra, qui ont mis à ma disposition les données climatiques et hydrométriques de la région ainsi que toutes les personnes formidables que j'ai rencontrées au cours de ces années de thèse en particulier **RECHACHI Miled Zohra**, chercheuse au CRSTRA.

De même, il m'est très agréable d'exprimer mes profonds remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail sans oublier les amis et les collègues pour leur support moral qu'intellectuel tout au long de ces années de thèse.

Je ne saurais terminer sans remercier ma famille et ma belle-famille pour leur soutien moral.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE DU ZAB CHERGUI	
1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	7
2. CLIMAT DU ZIBAN	8
2.1. L'équipement hydro-pluviométrique dans le Zab Chergui	9
2.2. La Pluviométrie	10
2.2.1. Précipitations moyennes mensuelles par station	11
2.2.2. Précipitations moyennes annuelles par station	13
- Station de M'Ziraa	13
- Station de TIFERFER	14
- Station de T'Kout	14
- Station de Biskra (ONM)	15
- Station de Biskra (ANRH)	15
- Station de Foum El Gherza	16
2.3. La Température	16
Modèle de Laplace	17
2.4. Le régime climatique	18
2.4.1. Méthode d'Euverte	19
2.4.2. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls	23
- station de Biskra (ONM)	24
- Station de M'Ziraa	24
- Station de Tiferfer	25
- Station de T'Kout	25
- Station de Biskra ANRH	26
- Station de Foum Al Gherza	26
2.4.3. Indice d'aridité de Martonne	27
2.4.4. Indice d'aridité mensuel de De Martonne	29
2.4.5. Diagramme d'Emberger	30
2.5. Le vent	31
2.6. L'ensoleillement	32
2.7. Humidité	33
CONCLUSION	34
CHAPITRE II : CADRE HYDROLOGIQUE	
1. CADRE HYDROLOGIQUE	36
1.1. Les Caractéristique Hydrologiques	36
1.2. Les Stations Hydrométriques Principales	37
1.3. Hydrographie et Ecoulement	37

1. 3.1. Réseau hydrographique	37
- L'Oued Biskra.....	38
- L'Oued Djedi.....	39
- L'Oued El Arab.....	40
1.3.2. Les Ecoulements	41
1.3.3. Les Apports de Crues	41
2. BILAN HYDROLOGIQUE	42
2.1. Evapotranspiration	42
2.1.1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	43
- Évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite.....	43
- Estimation de l'ETP par la Formule de Sarlin (1970).....	43
2.1.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR), ou déficit d'écoulement.....	44
- Formule de TURC.....	44
- Formule de Coutagne.....	44
- Méthode de Wundt.....	45
- Méthode de P. Verdiel (1988).....	46
2.2. Calcul du Bilan hydrologique selon THORNTHWAITE	47
- La réserve facilement utilisable (RFU)	48
- Le déficit agricole (DA).....	49
- L'excédent (Exc.).....	49
✓ Station de Biskra (ONM).....	49
✓ Station de Tiferfer.....	50
✓ Station de M'Ziraa.....	51
✓ Station de Biskra ANRH.....	52
✓ Station de T'Kout.....	53
✓ Station de Fom El ghorza.....	54
2.3. Le Ruissellement	55
2.4. L'Infiltration	55
CONCLUSION.....	55
CHAPITRE III : CADRE GEOLOGIQUE	
CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	
1. LES FORMATIONS ANTE-NEOGENES (substratum).....	59
1.1. LE Mésozoïque	60
- Le Trias	60
- Le Jurassique	60
a. Le Lias	60
b. Le Kimméridgien.....	60
c. le Portlandien et le Berriasien.....	61
- Le Crétacé	61

a.	Le Crétacé inférieur.....	61
a ₁ .	Le Valanginien.....	61
a ₂ .	L'Hauterivien.....	61
a ₃ .	Le Barrémien	62
a ₄ .	L'Aptien	62
a ₅ .	L'Albien.....	62
b.	Le Crétacé supérieur.....	63
b ₁ .	Le Cénomaniens	63
b ₂ .	Le Turonien.....	63
b ₃ .	Le Sénonien.....	64
1.2.	Le Paléogène ou le Nummulitique	65
a-	Le Paléogène marin.....	65
b-	Le paléogène continental	65
2.	LES FORMATIONS NEOGENES (MIO-PLIOCENES)	66
2.1.	Unités litho-stratigraphiques du Néogène.....	66
a-	L'ensemble des argiles brunes et vertes – Aquitano-burdigalien.....	68
b-	L'ensemble des argiles à intercalations gypseuses - Langhien-Serravalien	68
c-	L'ensemble des argiles rouges à gypse -Tortonien-.....	69
d-	L'ensemble gréseux méssinien (Pontien).....	69
e-	L'ensemble conglomératique (Pliocène).....	69
2.2.	Les dépôts quaternaires	69
3.	CADRE TECTONO – STRUCTURAL	70
	CONCLUSION	71
	CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL -Géologie du Zab Chergui-	72
1.	ENSEMBLES LITHOLOGIQUES	73
-	L'ensemble 1.....	73
-	L'ensemble 2.....	73
-	L'ensemble 3.....	73
-	L'ensemble 4.....	74
2.	MODELE D'EVOLUTION DU BASSIN	77
	CONCLUSION	79
 CHAPITRE IV : CADRE HYDROGEOLOGIQUE		
1.	CADRE HYDROGEOLOGIQUE REGIONAL	82
1.1.	Le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS).....	83
1.2.	Description des principales formations du Sahara septentrional.....	84
1.2.1.	Le Continental intercalaire (CI).....	85
-	Le Trias.....	85
-	Le Jurassique.....	85
-	Le Crétacé inférieur.....	87

1.2.2. Le Complexe Terminal (CT).....	88
- Le Turonien.....	90
- Le Sénonien.....	90
- L'Eocène.....	90
- Le Mio-plio-Quaternaire.....	90
2. CADRE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DU ZIBAN	93
2.1. L'aquifère du Continental Intercalaire.....	93
2.2. L'aquifère du Complexe Terminal.....	94
2.2.1. La nappe des calcaires sénoniens et éocène	96
2.2.2. La nappe des sables	98
2.2.3. Nappe phréatique du Quaternaire.....	99
2.3. Fonctionnement hydraulique de l'aquifère du Mio-pliocène.....	99
CONCLUSION	102

CHAPITRE V : GEOMETRIE DU SYSTEME AQUIFERE

INTRODUCTION	104
1. CORRELATIONS DES COUPES EN AFFLEUREMENTS	107
2. CORRELATIONS DES DONNEES DES FORAGES HYDRAULIQUES	111
2.1. Centre du bassin.....	111
2.2. Bordure occidental du bassin.....	114
2.3. Bordure orientale du bassin	115
3. ESTIMATION DES EPAISSEURS DES NIVEAUX AQUIFERES	118
CONCLUSION	119

CHAPITRE VI : ETUDE HYDROCHIMIQUE

1. INTRODUCTION	121
2. MATERIELS ET METHODES D'ANALYSE DES EAUX	123
2.1. Echantillonnage et Prélèvement.....	123
2.2. Méthodes d'analyses chimiques des eaux.....	125
2.3. Contrôle de la qualité des données	126
3. ANALYSE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES	127
3.1. Paramètres statistiques.....	127
3.2. Variations et répartitions des paramètres physiques des eaux.....	129
a- La température (T).....	129
b- Le potentiel hydrogène (pH).....	130
c- La conductivité électrique (CE)	130
3.3. Qualité chimique et répartition des ions des eaux.....	133
✓ Le calcium.....	133
✓ Le magnésium	133
✓ Le sodium et le potassium.....	133

✓ Les bicarbonates.....	135
✓ Les sulfates.....	135
✓ Les chlorures.....	135
✓ Les nitrates.....	135
4. FACIES CHIMIQUES DES EAUX.....	137
5. MECANISMES DE L'ACQUISITION DE LA SALINITE DES EAUX.....	141
5.1. principaux processus de minéralisation des eaux.....	141
a- Altération et dissolution	141
b- Échange d'ions	143
c- Évaporation	145
5.2. L'Indice de Saturation.....	148
6. ANALYSE STATISTIQUE MULTIVARIABLE.....	149
6.1. La matrice de corrélation.....	150
6.2. Analyse en Composantes Principales (ACP).....	151
6.3. Classification Ascendante Hiérarchisée (HCA).....	155
CONCLUSION.....	156
CONCLUSION GENERALE	160
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	164

LISTE DES FIGURES

Fig. I.1 : Les sous bassins versant concernés par l'étude (source ABHS).....	6
Fig. I.2 : Photo SAT de la région du Ziban (Boughrara et Lacase, 2009)	7
Fig. I.3 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien (Côte M., 1998, in Mébarki A, 2005).	8
Fig. I.4 : Répartition des stations pluviométriques dans le Zab Chergui.....	9
Fig. I.5 : carte de la répartition de la pluviométrie, région de Biskra (Extrait de la carte Pluviométrique de l'Algérie au 1/500.000, 1971).....	11
Fig. I.6 : Station M'Ziraa : 1993-2010.....	12
Fig. I.7 : Station Tiferfer : 1989-2010.....	12
Fig. I.8 : Station T'Kout : 1989-2010.....	12
Fig. I.9 : Station Biskra (ONM): 1989-2010.....	12
Fig. I.10 : Station Biskra (ANRH) : 1989-2010.....	13
Fig. I.11 : Station Foum El Gherza :1988-2010.....	13
Fig. I.12 : Précipitation annuelles moyennes à la station pluviométrique de M'Ziraa 92-93/2009-2010.....	13
Fig. I.13 : Précipitation annuelles moyennes à la station pluviométrique de Tiferfer 88-89/2009-2010.....	14
Fig. I.14 : Précipitation annuelles moyennes à la station de T'kout 88-89/2009-2010.....	14
Fig. I.15 : Précipitation annuelles moyennes à la Station de Biskra (ONM).....	15
Fig. 16 : Précipitations annuelles moyennes à la Station pluviométrique de Biskra (ANRH) 88-89/2009-2010.....	15
Fig. I.17 : Précipitations annuelles moyennes à la station pluviométrique du barrage de Foum El Gherza 1988/2010.....	16
Fig. I.18 : Variation des températures moyennes mensuelles dans les différentes stations.....	18
Fig. I.19 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de Biskra ONM.....	20
Fig. I.20 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de Tiferfer.	20
Fig. I.21 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de M'Ziraa.....	21
Fig. I. 22 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de T'Kout	21
Fig. I. 23 : Evaluation de l'humidité du sol selon Euverte - station de Biskra – ANRH...	22

Fig. I. 24 : Evaluation de l'humidité du sol selon Euverte - station de Foug El Ghorza..	22
Fig. I. 25 : Diagramme Ombrothermique de la station de Biskra (ONM) 1988-2010.....	24
Fig. I. 26 : Diagramme Ombrothermique de la station de M'Ziraa.....	24
Fig. I. 27 : Diagramme Ombrothermique de la station de Tiferfer.....	25
Fig. I. 28 : Diagramme Ombrothermique de la station de T'Kout.....	25
Fig. I. 29 : Diagramme Ombrothermique de la station de Biskra ANRH.....	26
Fig. I. 30 : Diagramme Ombrothermique de la station de Foug Al Gherza.....	26
Fig. I.31 : L'indice d'aridité annuel de De Martonne.....	28
Fig. I. 32 : Climagramme d'EMBERGER.....	31
Fig. I.33 : Diagramme de la vitesse moyenne mensuelle des vents à la station de Biskra (ONM).....	32
Fig. I.34 : Diagramme d'ensoleillement moyen mensuel à la station de Biskra (ONM).....	33
Fig. I. 35 : Evolution de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Biskra (ONM) pour la période : 1988-2010.....	33
Fig. II.1 : Bassin hydrographique du Zab Chergui (source ABHS).....	38
Fig. II.2 : Profil de l'Oued Djedi (Chabour, 2006).....	40
Fig. II.3 : Evaporations moyennes à la station de Biskra (ONM) (1988-2010).....	42
Fig. II.4 : Abaque de Wundt modifié par Coutagne.....	45
Fig. II.5 : Abaque de P.Verdiel.....	46
Fig. II.6 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Biskra (ONM).....	50
Fig. II.7 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Tiferfer.....	51
Fig. II.8 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de M'Ziraa.....	52
Fig. II.9 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Biskra ANRH.....	52
Fig. II.10 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station T'Kout.....	53
Fig. II.11 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station Foug El ghorza.....	54
Fig. III.1 : Extrait de la carte géologique du Nord de l'Algérie au 1/500 000.....	59
Fig. III.2 : Log litho – stratigraphique de la région des Zibans (Chebbah, 2007).....	67
Fig. III.3 : Schéma structural de la région d'étude (Chebbah et al., 2012).	71
Fig. III.4 : Carte géologique du Zab Chergui ou Fosse Sud Aurésienne (Chebbah et Lamouroux 2012, modifié).....	76
Fig. III.5 : A. Esquisse de l'évolution paléogéographique au Néogène du bassin des	

Chotts (FSA) (Chebbah, 2012)	
B. Coupe schématique N/NW-S/SE montrant l'enchaînement des séquences de dépôt en fonction de la paléogéographie.	78
Fig. IV.1 : Carte des grandes unités géomorphologiques du Bas Sahara, (UNESCO, 1972).....	81
Fig. IV.2 : Délimitation du "SASS" en Algérie (OSS, 2003).....	82
Fig. IV.3 : Coupe hydrogéologique de SASS (UNESCO, 1972).....	83
Fig. IV.4 : Carte géologique du SASS (OSS, 2003).....	84
Fig. IV.5 : Carte des épaisseurs de CI (OSS, 2003b).....	87
Fig. IV.6 : Délimitation de la nappe du Complexe Terminal dans le bassin Algéro-Tunisien, (Hadj Ammar, 2016).....	88
Fig. IV.7 : Carte des épaisseurs de CT (OSS, 2003.b).....	90
Fig. IV.8 : Schéma multicouche du Bas Sahara algérien.....	95
Fig. IV.9 : Carte des isopièzes du Continental Terminal et du crétacé supérieur – Eocène (Cornet, 1961).....	97
Fig. IV.10 : Carte piézométrique de la nappe de Miopliocène 2000 (ANRH, Biskra).....	99
Fig. IV.11 : Carte piézométrique de la nappe Mio-Pliocène du Zab Chergui, 2008 (ANRH, Biskra).....	99
Fig. IV.12 : Carte de battement de la nappe du Miopliocène 2008 (ANRH, Biskra).....	101
Fig. V.1 : Localisation des tracés de coupes.	103
Fig. V.2 : Coupe de terrain entre Hamada Mta Garta et Oglat (Chaine de Rhélliss) (Chebbah, 2007).....	106
Fig. V.3 : Coupe – log correspondant à la coupe de terrain entre Hamada Mta Garta et Oglat (Chebbah, 2007).....	107
Fig. V.4 : Coupe 1, Corrélation E-W en bordure septentrionale du bassin (chaîne de Rhélliss) entre Foug El Gharza et Khanguet Sidi Nadji.....	109
Fig. V.5 : Corrélation NW – SE du Néogène, secteur central, bassin des Chotts, entre Koumet Garta et El Feidh.....	111
Fig. V.6 : Coupe 2 :Corrélation NNW – SSE du Mio-pliocène, secteur central, bassin des Chotts, entre Dj. Zarzour et El Feidh.....	112
Fig. V.7 : Coupe 3, Corrélation N-S du Mio-pliocène, bordure occidentale, bassin des Chotts, entre Foug-El Gharza, Sidi Okba et Bordj Chegga.....	113
Fig. V.8 : coupe 4, Corrélation NNE-SSW du Mio-pliocène, bordure orientale, bassin des Chotts, entre Khanguet Sidi Nadji, Liana, Roudjel et Zribet Hamed.....	115

Fig.V.9 : Schéma illustrant la géométrie du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui.....	116
Fig.VI.1 : Carte de localisation des forages échantillonnés dans les deux niveaux aquifères du Mio-pliocène (Sn : niveau supérieur, In : niveau inférieur).....	123
Fig.VI.2a : Pie diagramme des valeurs médianes des principaux ions dans NAS.....	128
Fig.VI.2b : Pie diagramme des valeurs médianes des principaux ions dans NAI.....	129
Fig. VI.3 : Carte de répartition du pH dans la zone d'étude.....	130
Fig. VI.4 : Carte de répartition de la conductivité électrique (CE) de la zone d'étude....	132
Fig. VI. 5 : Carte de répartition du résidu sec (RS) en mg/l de la zone d'étude.....	132
Fig. VI.6 : Cartes de répartitions des isoteneurs des principaux cations.....	134
Fig. VI.7 : Cartes de répartitions des iso-teneurs des principaux anions.....	136
Fig. VI.8a : Faciès chimiques des eaux de la nappe du Mio-pliocène (NAS).	138
Fig. VI.8b : Faciès chimiques des eaux de la nappe du Mio-pliocène (NAI)	138
Fig. VI.9.a : Diagramme de Schoeller-Berkalof des eaux du NAI	139
Fig. VI.9.b : Diagrammes de Schoeller-Berkalof des eaux du NAS	140
Fig. VI.10 : Diagramme ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) vs ($\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$) et rapport molaire $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ des eaux du NAS dans la région d'étude.....	142
Fig. VI.11 : les indices Chloro-alcalins - CAI 1 et CAI 2 indiquant le processus d'échange d'ions.....	144
Fig. VI.12 : Relation entre (a) Na et Cl; et (b) $[(\text{Ca}+\text{Mg}) - (\text{HCO}_3+\text{SO}_4)]$ et $[\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}]$, dans les eaux.....	144
Fig. VI.13 : Relation entre (a) Na et Cl dans les eaux.....	145
Fig. VI.14 : Projection de la chimie des eaux du NAS de la région d'étude sur les diagrammes de Gibbs et Ec - Na / Cl.....	146
Fig. VI.15 : Projection de la chimie des eaux de la région d'étude sur le diagramme de Gibbs.....	147
Fig. VI.16 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x2).....	153
Fig. V.I17 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x3).....	153
Fig. V.18 : La projection des individus sur le plan factoriel (1x2).....	154
Fig. VI.19 : Classification ascendante hiérarchisée des eaux à partir de 08 paramètres présentant une corrélation importante.....	156

LISTE DES TABLEAUX

Tab. I.1 : Les stations pluviométriques de la région du Zab Chergui.....	9
Tab. I.2 : Distribution annuelle de la pluviométrie aux différentes stations entre 1988/2010.....	10
Tab. I.3: Températures moyennes mensuelles dans la station de référence de Biskra (ONM) pour les périodes : 1988/1989 et 2009/2010.....	17
Tab. I.4 : Les températures des différentes stations calculées par le modèle de Laplace.....	17
Tab. I.5 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de Biskra (ONM) durant la période (1988-2010).....	19
Tab. I.6 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Tiferfer.....	20
Tab. I.7 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de M'Ziraa.....	20
Tab. I.8 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de T'Kout.....	21
Tab. I.9 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Biskra – ANRH.....	22
Tab. I.10 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Foum El gherza.....	22
Tab. I.11 : Détermination des périodes sèches et des périodes humides.....	27
Tab. I.12 : L'indice de De Martonne.....	28
Tab. I.13 : L'indice d'aridité mensuel de De Martonne de six stations.....	29
Tab. I.14 : L'indice d'Emberger.....	30
Tab. I.15 : vitesse moyenne mensuelle des vents à la station de Biskra (ONM)...	32
Tab. I. 16 : L'ensoleillement moyen mensuel à la station de Biskra (ONM).....	32
Tab. I.17 : Humidités moyennes mensuelles à la station de Biskra (ONM) entre (1988-2010).....	33
Tab. II.1: Principaux oueds du Ziban (ANRH, 2008).....	40
Tab.II.2 : Apports et débits des principales crues du BV de chott Melghir (ANRH)	41
Tab. II.3 : Evaporations moyennes à la station de Biskra (ONM).....	42
Tab. II.4 : Estimation de l'ETP par la Formule de Sarlin Station de l'ONM.....	43
Tab.II.5 : résultats de calcul selon Coutagne.....	45
Tab.II.6 : Tableau récapitulation du calcul de ETP et ETR par différentes méthodes.....	47
Tab.II.7 : Bilan Hydrologique Selon THORNTHWAITE - Station de Biskra	

(ONM).....	49
Tab. II.8 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Tiferfer...	50
Tab. II.9 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de M'Ziraa....	51
Tab.II.10 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Biskra ANRH.....	52
Tab.II.11 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de T'Kout...	53
Tab.II.12 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Foum El ghorza.....	54
Tab. III.1 : Principaux formations litho-stratigraphiques identifiées dans les dépôts néogènes de la FSA	75
Tab. IV.1 : Unités lithostratigraphiques, géologiques et hydrogéologiques du Bas Sahara Septentrional.....	91
Tab. VI.1a : Résultats de l'étude statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de forages de la nappe du Mio-pliocène durant la campagne de Décembre 2014 et Janvier-Février 2015 – niveau aquifère inférieur.....	127
Tab. VI.1b : Résultats de l'étude statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de forages de la nappe du Mio-pliocène durant la campagne de Décembre 2014 et Janvier-Février 2015 – NAI.....	128
Tab. VI.2a : Paramètres statistiques de l'indice de saturation des eaux du NAS ...	146
Tab. VI.2b : Paramètres statistiques de l'indice de saturation des eaux du NAI..	147
Tab. VI.3 : Matrice de corrélation Pearson appliquée aux différentes variables physicochimiques des eaux du NAS.....	149
Tab. VI.4 : Représentativité des principaux axes factoriels.....	150

INTRODUCTION GENERALE

Tout développement socio-économique nécessite un accroissement important des disponibilités en eau ; ceci afin de répondre aux besoins des populations et satisfaire l'activité agricole et industrielle. Malgré la réalisation d'importants projets, le problème de l'eau se pose de plus en plus dans de nombreuses régions du pays, plus particulièrement au Sud alimenté, principalement, par des eaux souterraines. Cependant, les ressources en eaux souterraines, faiblement renouvelables, dans ces régions arides et semi-arides de l'Algérie comme celles de l'Afrique du nord se caractérisent par leur exigüité (souvent de mauvaise qualité) et leur variabilité spatio-temporelle et sont largement sollicitées pour répondre aux besoins des populations comme dans le Bassin de Chott Melrhir – Zab Chergui.

Dans la région du Zab Chergui, comme dans toutes les régions du Bas Sahara Septentrional, les eaux souterraines constituent la principale source exploitée pour différents besoins des populations en raison de la pénurie des eaux de surface due à des précipitations faibles et irrégulières; ainsi, en raison d'une urbanisation rapide, d'une extension importante de l'irrigation ainsi que les besoins domestiques croissantes de la population, la demande en eau souterraine dans cette région a considérablement augmenté au cours de ces dernières décennies (ANRH, 2011) où ces ressources ont été soumises à une exploitation de plus en plus accrue pour pallier au déficit quantitatif lié aux conditions climatiques de plus en plus sévères. L'urgence et l'importance de ces besoins se sont traduites par une implantation de forages destinés surtout à l'A.E.P ou à l'agriculture, ni coordonnée et ni contrôlée. Ainsi, malgré la disponibilité de réserves, le choix du débit prime encore sur celui de la qualité qui, dans une même agglomération, peut être très variable. De plus, des signes de surexploitation des nappes souterraines, révélés surtout, par la diminution des surfaces piézométriques et la dégradation de la qualité des eaux sont signalés dans plusieurs endroits (OSS 2003 ; ANRH, 2011 ; Chebbah et al., 2015).

Dans cette région, l'aquifère du Mio-pliocène est le plus sollicité. Il est exploité d'une manière extensive et continue ; la charge chimique de ses eaux, spatialement variable, est moyenne à élevée ; ceci constitue, en l'absence de moyens de traitement et / ou adoucissement de ces eaux, une inquiétude permanente pour toute la population de cette région. Cette situation impose la recherche de solutions à ce constat inquiétant qui passe par une meilleure connaissance du chimisme des eaux

et de ses facteurs déterminants. Ainsi, la compréhension des caractéristiques hydrochimiques et de la qualité des eaux deviennent critiques pour la planification et la gestion des eaux souterraines dans cette région, afin d'assurer une utilisation sûre et durable de ces ressources. Cependant, bien que de nombreuses études aient été réalisées sur la qualité chimique des eaux souterraines dans plusieurs régions du Bas Sahara Septentrional principalement celle des Ziban, la plus part de ces études se sont limitées, en majeure partie, à la détermination de leur faciès.

De plus, des études géologiques détaillées des formations mio-pliocènes dans la région des Zibans (Chebbah, 2007 ; Chebbah et Lamouroux, 2012) montrent une évolution sédimentaire différente pour les bassins mio-pliocènes de cette région que celle communément admise où tous les dépôts étaient considérés, par les précurseurs, comme continentaux. Elles montrent, aussi, que dans la Fosse Sud Aurésienne (Bassin de Choot Melrhir, Zab Chergui), comblée par des dépôts silicoclastiques, plusieurs ensembles sédimentaires se différencient donnant de nouvelles coupures litho-stratigraphiques de ces dépôts et levant certaines ambiguïtés concernant les attributions litho-stratigraphiques de ces formations et de mieux les corréler sur l'ensemble du bassin. Aussi, elles montrent que ces dépôts sont le résultat d'un comblement d'un sillon dont son évolution paléogéographique rentre dans le cadre d'un modèle de delta de plate-forme ce qui implique une reconsidération de leurs agencements spatio-temporels et par conséquent leur géométrie. Ceci confère à ce bassin des caractéristiques géomorphologiques, hydrauliques et hydrogéologiques propres. C'est à la lumière de ces nouvelles données que ce travail de thèse a été proposé. Il permettra la caractérisation du système aquifère mio-pliocène dans son cadre naturel celui du sillon pré-saharien ou fosse sud aurésienne conduisant à une meilleure détermination des différents niveaux aquifères du multicouche et de préciser la géométrie et l'extension de chaque niveau aquifère ainsi que de lever l'ambiguïté reçue de la nappe du "mio-pliocène indifférencié" et "la nappe du Pontien" car cette approximative distinction révèle une extension horizontale et non verticale et leur répartition reste aléatoire . L'objectif principal de ce travail est d'étudier en détail le système aquifère du Mio-pliocène dans le bassin de Chott Melrhir - Zab Chergui -, partie intégrante du grand bassin hydrogéologique du Sahara Septentrional ce qu'on dénomme "SASS" et qui

est typique par sa situation intermédiaire entre l'atlas saharien et le Sahara proprement dit. Cette étude consiste, surtout, en une caractérisation hydrogéochimique détaillée des eaux de l'aquifère du Mio-pliocène dans leur contexte naturel celui de la fosse sud aurésienne, bassin effondré de type delta de plate forme, de voir leur distribution et d'identifier les principaux processus hydrogéochimiques qui sont responsables de leur chimie dans la zone d'étude. Il s'agit, surtout, d'identifier, de déterminer et de mieux comprendre l'ensemble des processus hydrogéochimiques, souvent complexes, qui permettront de déterminer les principaux facteurs et mécanismes influençant ou contrôlant le chimisme des eaux ainsi que leur répartition dans la zone d'étude, en passant par la détermination de la géométrie de ce système aquifère multicouche. Ceci, dans le but d'une meilleure préservation et gestion de cette ressource rare.

La problématique se résume donc en deux points essentiels : - Le premier porte sur la caractérisation du système aquifère mio-pliocène dans le Bassin de Chott Melrhir, resté pour longtemps vaguement connu, qui sera abordée sous une logique de caractérisation des formations aquifères mio-pliocènes (litho-stratigraphie, structures, modèles de bassins etc...), nous permettant une construction géométrie 2D des réservoirs suite aux corrélations de coupes de terrain ou de sondages hydrauliques; - Le second porte sur l'étude de la chimie des eaux du système aquifère en question (analyse et traitement des paramètres physico-chimiques, faciès hydrochimiques, répartition, processus minéralisateur,,), nous permettant l'établissement d'un schéma directeur de gestion, développement, préservation et protection de cet aquifère.

Enfin, dans cette thèse, ont été intégrés différents outils de caractérisation en vue d'une meilleure compréhension du fonctionnement du système aquifère indispensable pour définir des règles de gestion durable des ressources en eau. La détermination de la géométrie et de l'origine de la minéralisation nécessite l'emploi d'une approche scientifique multidisciplinaire. Dans ce travail, nous avons utilisé les méthodes géologiques, hydrogéologiques et hydrogéochimiques ; plus spécifiquement, l'étude corrélatrice des coupes de terrain et des données de sondages hydrauliques, les cartes de minéralisation, les rapports ioniques à travers un nombre

suffisant de mesures et d'analyses pour déterminer la répartition et les mécanismes de la salinisation.

La thèse est structurée en six (06) chapitres :

- le premier et le second chapitres sont consacrés au cadre géographique, climatique et hydrologique de la zone d'étude ;
- le troisième et le quatrième chapitres s'intéressent à la géologie et l'hydrogéologie de la région à savoir, la nature lithologiques des formations, la structure et tectonique.
- le cinquième chapitre traite de l'agencement des niveaux aquifère, la géométrie et de l'extension du système aquifère multicouche mio-pliocène dans le Zab Chergui à partir des différentes corrélations des formations en question.
- le sixième chapitre est réservé à l'étude hydrochimique des eaux souterraines. Il s'intéresse tout d'abord à la caractérisation des paramètres physico-chimiques des eaux, à la détermination des faciès chimiques, en se basant sur les résultats des analyses des éléments majeurs, et au suivi de l'évolution spatiale de la charge saline. Ensuite, il traite les indices de saturation des eaux vis-à-vis de quelques phases minérales, ainsi que les corrélations entre éléments majeurs afin de déterminer les origines et les mécanismes responsables de l'acquisition de la minéralisation des eaux.

Le manuscrit s'achève par une conclusion générale et perspective.

CHAPITRE I
CADRE GEOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE

Le Zab Chergui couvre une partie très importante de la willaya de Biskra et s'étale sur toute la partie orientale des Ziban. Il fait partie du grand bassin oriental du Bas Sahara septentrional et dessine une cuvette synclinale dissymétrique à surface faiblement pentée vers le Sud formant, par conséquent, l'exécutoire naturel du bassin des Grands Chotts (Chotts Melrhir et Merouane) ce qui lui confère autant de caractéristiques propres que ce soit géomorphologiques, climatiques ou Hydrogéologiques. Il fait partie du grand bassin hydrographique de Chott Melrhir (Bassin N° 06 de l'ABHS) qui englobe les sous-bassins 14, 15, 16, 17, 18 et (Fig. I.1). Ce dernier couvre une superficie de 68750 km² et s'étend entre les chaînes de l'Atlas saharien (Aurès, Nememcha et monts de Batna) au nord, jusqu'au la dépression du Sahara septentrional. L'endoréisme est le caractère principal du bassin qui est drainé par les principaux oueds des versants sud des Aurès : Oued El Hai, Oued El Abiod, Oued el Arab et l'Oued Djedi (Dubief, 1953 in Chabour, 2006).

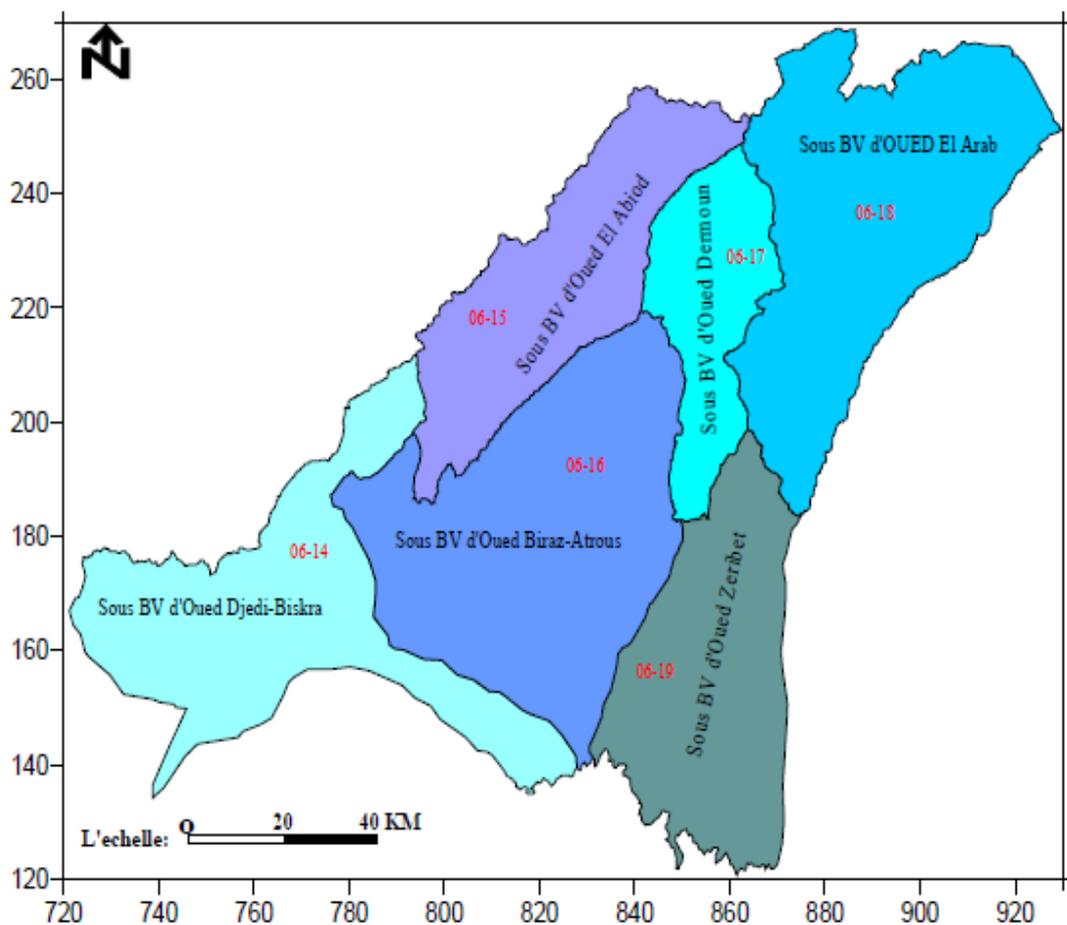


Fig. I.1 : Les sous bassins versants concernés par l'étude (source ABHS).

1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La région des Ziban est l'une des plus grands oasis du Bas Sahara algérien ; elle se compose de deux entités géographiques distinctes : le Zab El Gharbi à l'Ouest de Biskra regroupant les communes de Tolga, El Ghrous, Bordj Ben Azouz, Lichana, Bouchegroune, Foughala et El Hadjeb formant un premier groupement constituant l'axe nord de l'oasis, alors que l'axe sud est formé par des communes d'Oumeche, Mlili, Ourelal, Mekhadema et Lioua. Par contre, le Zab Chergui, à l'Est de Biskra, regroupe les communes de Chetma, Sidi Okba, Ain Naga, M'Ziraa, Zribet El Oued, Khanguet Sidi Nadji, El Haouch, El Feidh avec les palmeraies de Thouda, Seriana et Garta et Sidi Okba. Cette région couvre une superficie de 3543,9 km² pour une habitation aux alentours de 123000 habitants.

Le Zab Chergui, partie intégrante du Bassin de Chott Melrhir, s'étale sur toute la partie Est de Biskra, avec pour longitude 5°50' et 6°45' Est et 34°50' et 34°30' Nord de latitude. Il est limité à l'Est par la frontière tunisienne, à l'Ouest par le Zab Gharbi, au Nord par les reliefs atlasiques de Djedel Guechrich entre fom-EL-Gherza et Khanguet Sidi Nadji (flanc sud des Aurès) et par les grands Chotts (Melrhir et Merouane) vers le Sud (Fig. I.2).

Il forme une unité indépendante, dépression fermée, au sud de l'accident Sud Atlasique dont les altitudes s'abaissant progressivement du Nord vers le Sud, correspond à l'exécutoire naturel du bassin des Grands Chotts du Bas Sahara.

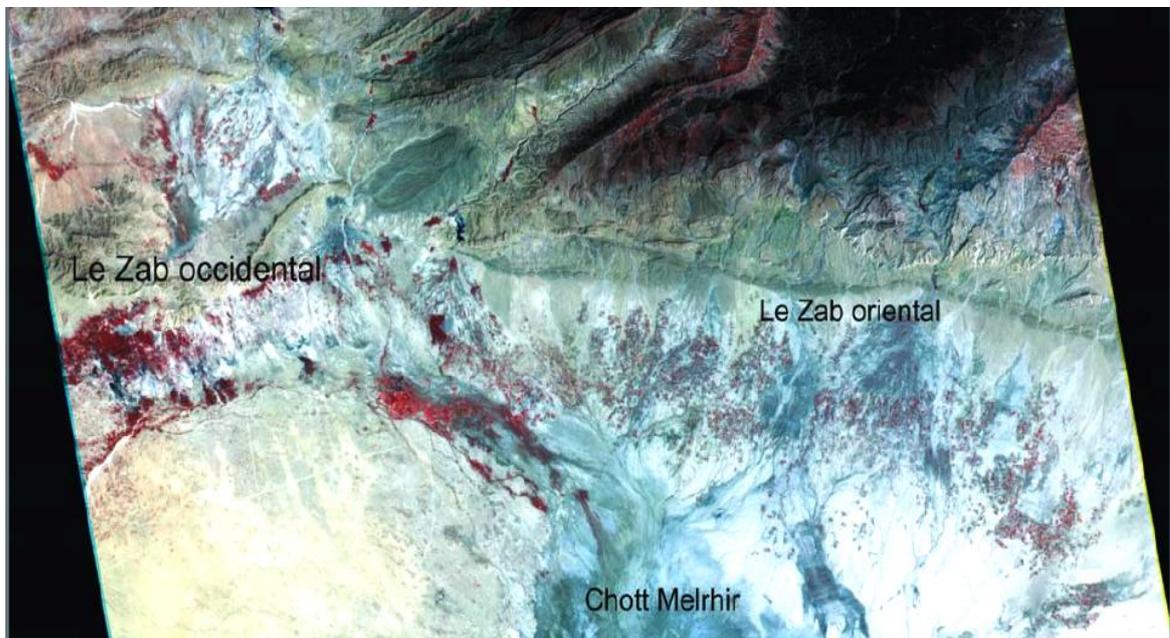


Fig. I.2 : Photo SAT de la région du Ziban (Boughrara et Lacase, 2009).

2. CLIMAT DU ZIBAN

Située au Sud de l'Algérie, le climat de la région des Ziban est saharien désertique, car elle se trouve, dans une zone de transition entre deux zones climatiques différentes avec un climat plus ou moins tempère au Nord et un climat tropical (désertique) au Sud. Cette transition climatique se caractérise par un hiver frais et un été très chaud et sec (domaine aride). Les masses d'air doux et humides venant du nord se déversant sur la côte et les chaînes telliennes, arrivent moins chargées en eau sur l'atlas saharien. Cette tendance constitue la première explication de la diminution de la pluie vers le sud, prolongeant ainsi la saison sèche.

D'après la carte climatique de l'Algérie (Fig. I.2), la région se caractérise par un climat désertique, avec des vents de sable parfois très violents.

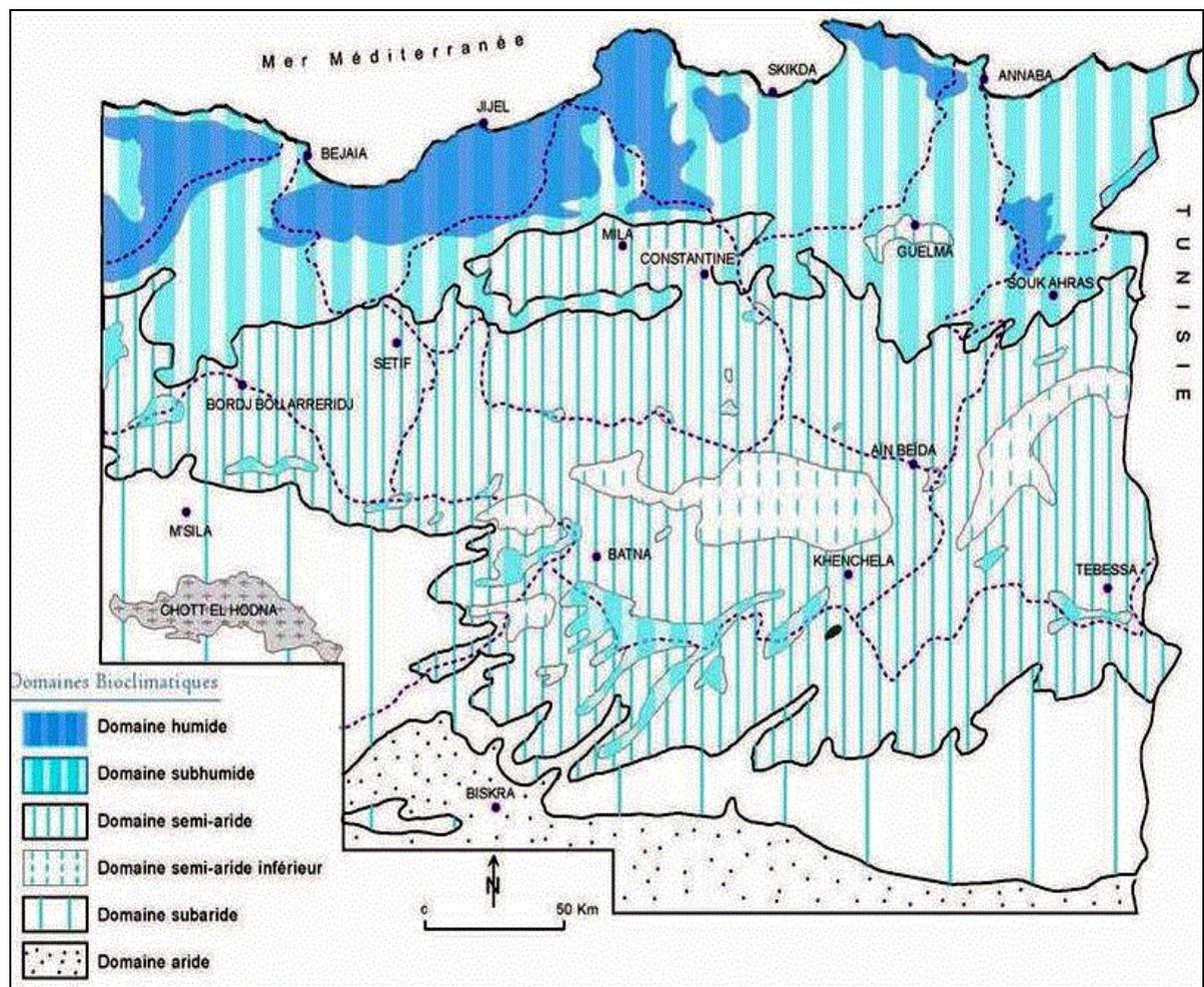


Fig. I.3 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien (Côte M., 1998, in Mébarki A, 2005).

Afin de préciser le climat de la région d'étude, nous étudierons en détail, dans ce qui suit, les différents paramètres le régissant (Pluviométrie, température,,).

2.1. Equipement hydro-pluviométrique dans le Zab Chergui

Le bassin du Zab chergui, couvrant une superficie de 9668,69 km², est équipé par plusieurs stations pluviométriques parmi lesquelles nous avons retenu dans notre l'étude, selon les données disponibles, six stations de façon à recouvrir tout le bassin. Le tableau I.1 présente les différentes stations fonctionnelles retenues et leur répartition est donnée dans la figure I.4.

Tab. I.1 : Les stations pluviométriques de la région du Zab Chergui.

Station	Code	X	Y	Z
Biskra ANRH	061416	778.31	177.4	130
Foum EL Gherza	061601	795.1	177.65	200
M'Ziraa	061609	829.61	164.84	176
Biskra ONM	061415	779.31	166.49	120
T'Kout	061505	829.47	210.78	988
Tiferfer	061511	821.9	207.65	740

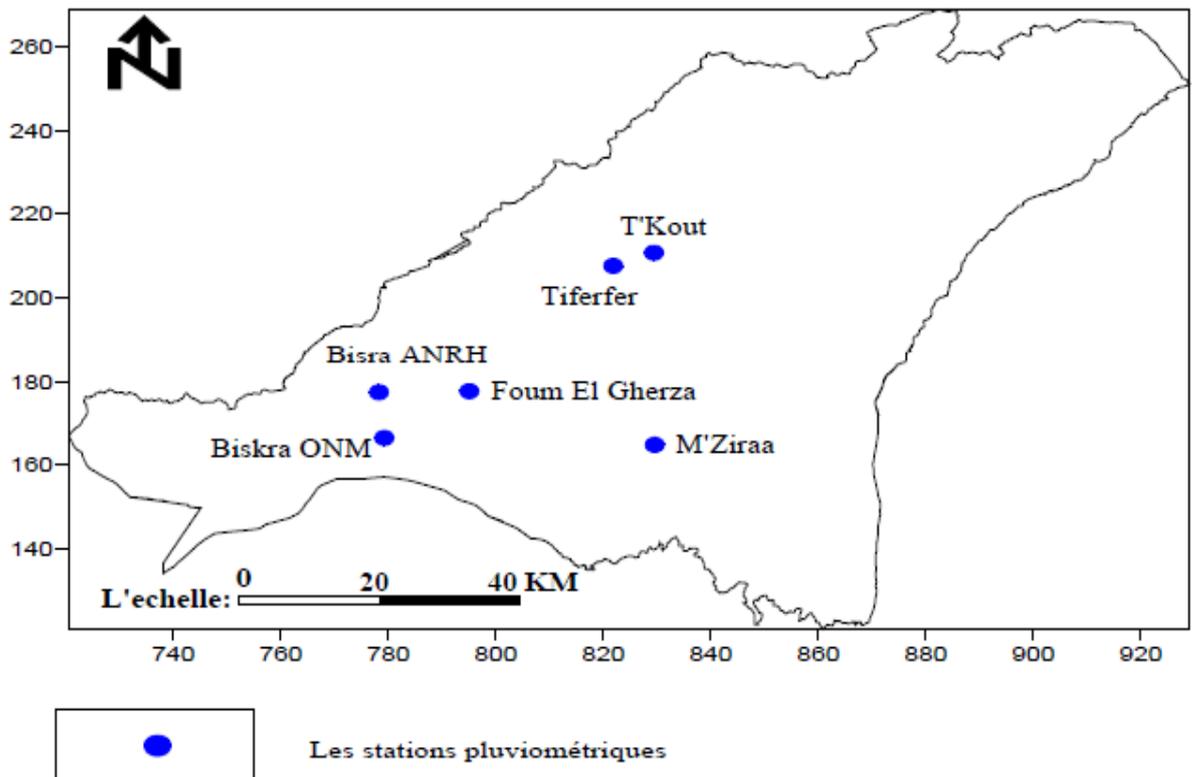


Fig. I.4 : Répartition des stations pluviométriques dans le Zab Chergui.

2.2. La Pluviométrie

D'après (DUBIEF, 1963), les précipitations sahariennes ont des origines différentes selon les saisons. En été, elles sont dues aux dépressions de mousson ; En hiver, elles proviennent des dépressions qui accompagnent la migration vers le Sud, des fronts polaires. Pendant les saisons intermédiaires, la précipitation est due aux dépressions Soudano - Sahariennes qui traversent tout le sud du Sahara.

Dans le Zab Chergui (bassin de Chott Melrhir), La quantité de pluie moyenne annuelle relevée sur une période de 22 ans est de 125.89 mm, elle reflète la faiblesse de la pluviométrie dans la région de Biskra. En plus de cette faiblesse, nous notons aussi une irrégularité de répartition au cours de l'année.

Tab. I.2 : Distribution annuelle de la pluviométrie aux différentes stations entre 1988/2010.

ANNEE/Station	T'kout	Tiferfer	Biskra ONM	M'ziraa	Foum El Gherza	Biskra ANRH
88/89	354.70	156.40	35.19	/	114.10	87.20
89/90	382.10	258.50	151.60	/	176.90	124.50
90/91	208.20	104.00	127.20	/	92.00	165.70
91/92	293.70	133.00	133.00	/	136.50	140.20
92/93	234.30	117.00	202.80	214.00	116.50	94.40
93/94	165.10	109.40	78.60	181.50	80.20	64.20
94/95	263.20	137.00	121.20	76.50	69.80	106.20
95/96	552.20	396.30	212.90	208.60	163.60	229.30
96/97	151.00	74.00	121.60	29.10	88.50	137.80
97/98	304.20	109.40	169.30	46.80	116.30	155.00
98/99	148.40	110.30	100.90	34.90	54.30	112.80
99/00	236.80	128.00	124.50	29.40	109.10	125.60
00/01	229.10	94.80	89.10	20.10	40.70	77.00
2001/2002	221.60	169.00	55.50	40.90	61.20	45.10
2002/2003	362.00	179.20	124.30	39.20	157.60	131.10
2003/2004	494.50	146.50	279.70	80.60	212.20	198.40
2004/2005	386.50	187.70	107.90	23.30	125.20	123.70
2005/2006	331.20	173.30	139.80	51.20	124.90	151.50
2006/2007	212.60	107.70	101.30	27.50	126.60	181.00
2007/2008	299.50	182.40	69.00	7.90	132.40	61.40
2008/2009	441.10	332.10	198.80	68.50	113.30	310.80
2009/2010	483.50	134.10	175.50	32.00	101.10	203.10
Pré. Ann	307.07	160.91	132.71	67.33	114.23	137.55

Le tableau I.2 présenté sur la base d'une série pluviométrique de 22 années d'observation entre 1988 et 2010, donne la distribution pluviométrique interannuelle de la région d'étude sur six stations.

La carte de la répartition de la pluviométrie (Fig. V.5) indique que les régions situées à Est de Biskra (Zab El Chergui) enregistrent des pluviométries plus faibles que celles situées à l'Ouest (Zab El Gharbi).

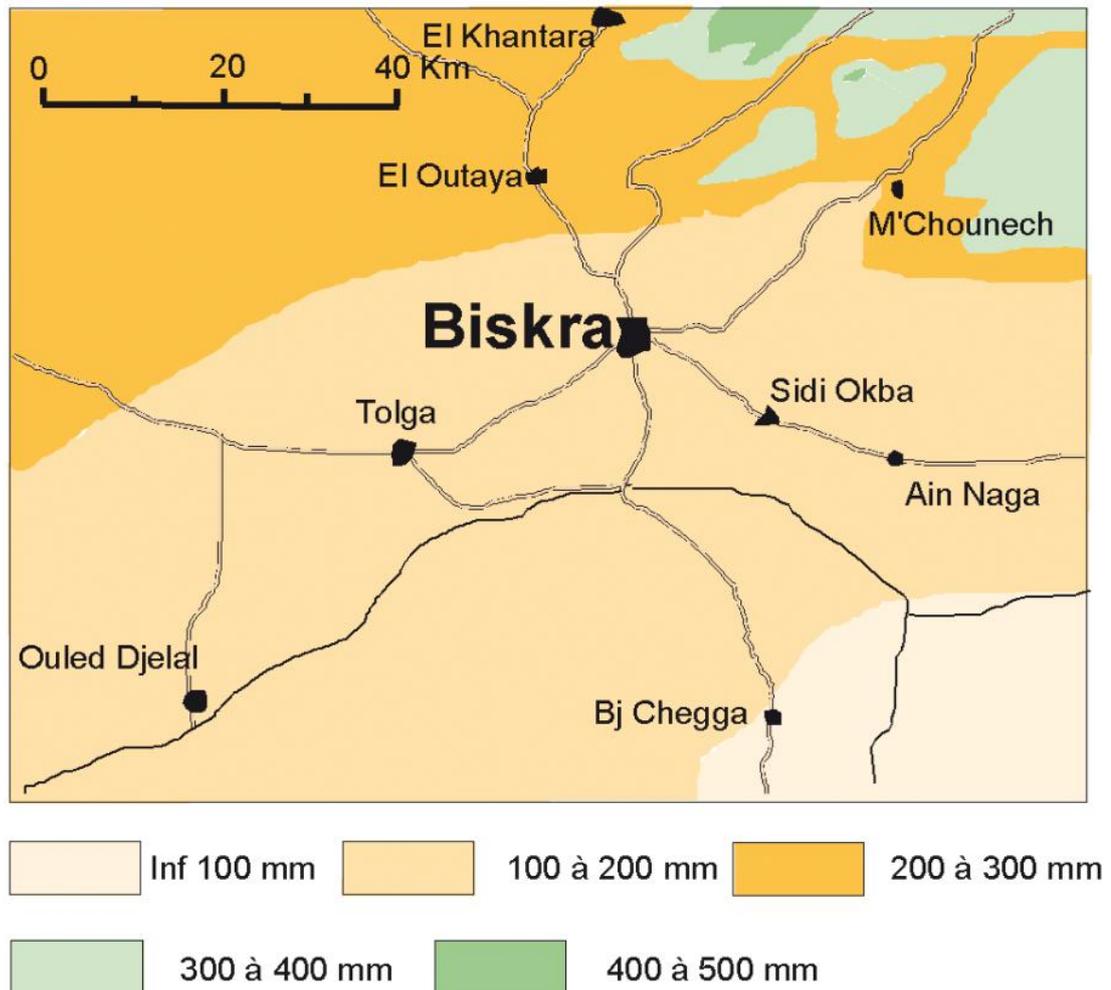


Fig. I.5 : carte de la répartition de la pluviométrie, région de Biskra (Extrait de la carte Pluviométrique de l'Algérie au 1/500.000, 1971).

2.2.1. Précipitations moyennes mensuelles par station

Les figures 06, 07, 08, 09, 11 et 11 montrent la répartition des précipitations moyennes mensuelles pour chaque station.

La distribution mensuelle des précipitations fait apparaître des maxima correspondant aux pluies hivernales (mois de Janvier et Février) et des minima correspondant aux mois d'été caractérisés par de très faibles pluies qui sont presque

nulles pendant les mois d’Août et Juillet. Pour différentes stations utilisées dans cette étude, les constatations suivantes se dégagent :

- Station de M’ziraa, la plus forte valeur des précipitations est enregistrée durant le mois de Février avec 16.42 mm, tandis que la plus faible caractérise le mois de Juillet avec 0.21 mm.
- Station de Tiferfer, les précipitations enregistrées atteignent leur maximum au mois de Septembre avec 25.9 mm et leur minimum au mois de Juillet avec 4.46 mm.

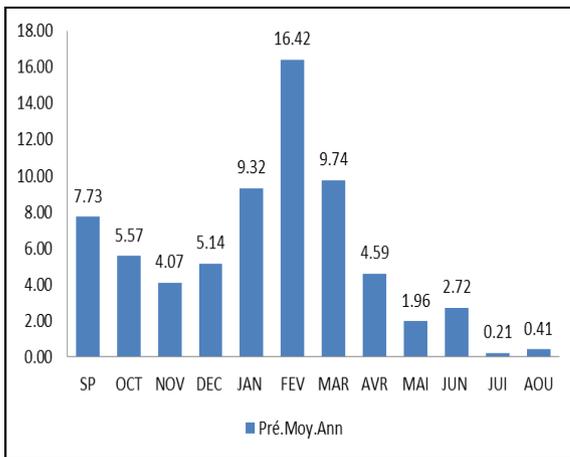


Fig. I.6: Station M’Ziraa : 1993-2010.

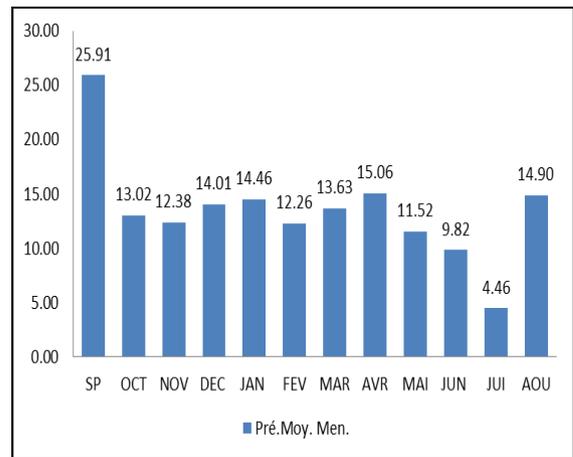


Fig. I.7: Station Tiferfer : 1989-2010.

- Station de T’Kout, le maximum des précipitations qui est de l’ordre de 44.12 mm est enregistré le mois de September ., tandisque, le mois le plus sec est le mois de Juillet avec 12.97 mm.
- Station de l’ONM (Biskra), les précipitations atteignent leur maximum au mois de janvier avec 21.81 mm avec un minimum enregistré au mois de Juillet qui est de 0.8 mm.

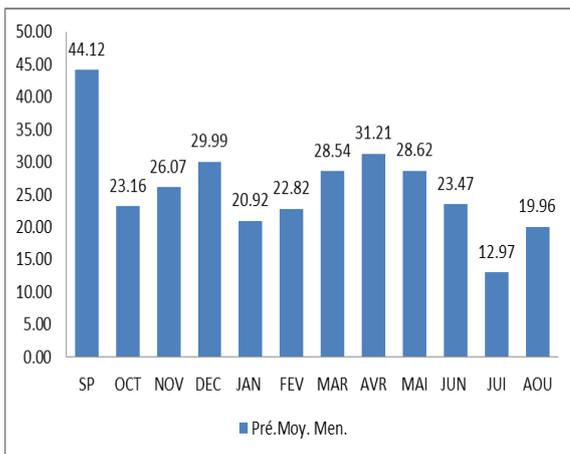


Fig. I.8: Station T’Kout : 1989-2010

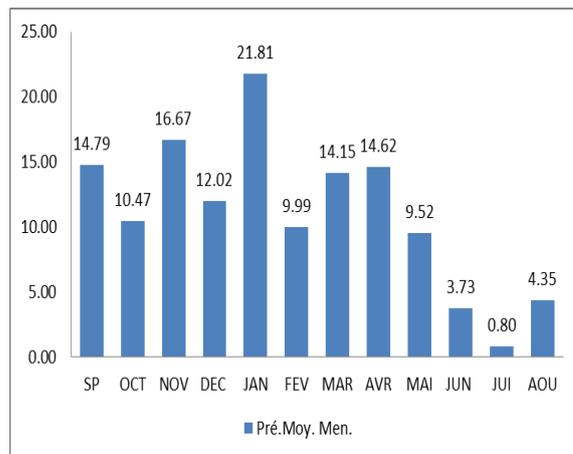


Fig. I.9: Station Biskra (ONM): 1989-2010.

- Station de Biskra (ANRH), le maximum des précipitation est observé au mois de Janvier avec 24.47 mm et le minimum au mois de juillet avec 0.32 mm.
- Station de Foug el ghorza, le maximum des précipitations est enregistré au mois de Janvier qui est de l'ordre de 16.99 mm, parcontre, le minimum est observé au mois de Juillet avec 0.16 mm.

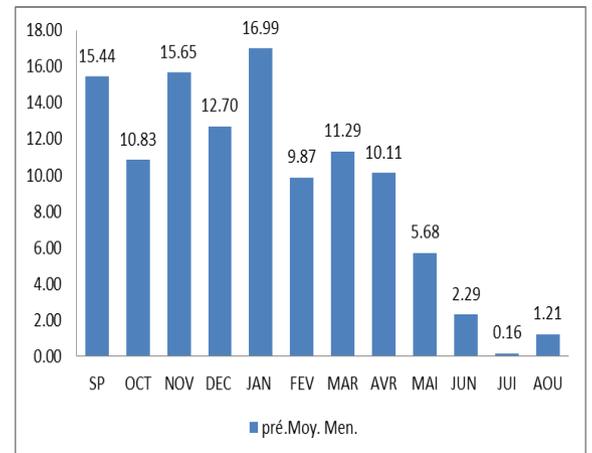
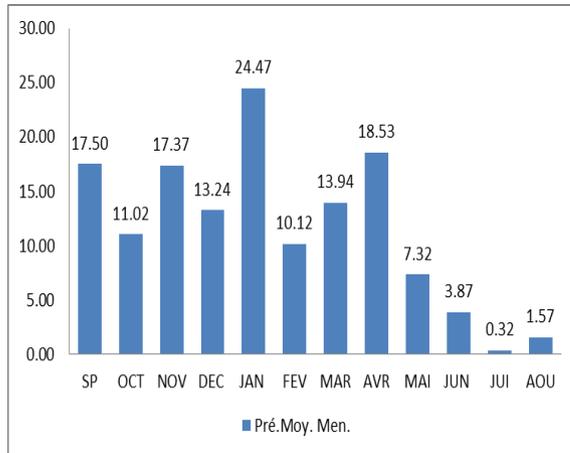


Fig. I.10: Station Biskra (ANRH) : 1989-2010.

Fig. I.11: Station Foug El Gherza : 1988-2010.

2.2.2. Précipitations moyennes annuelles par station

Dans les figures suivantes sont présentées les précipitations moyennes annuelles enregistrées dans les stations concernées par l'étude. De l'analyse des histogrammes de chaque station, les remarques suivantes se dégagent :-

➤ **Station de M'Ziraa**

A la station de M'Ziraa l'élévation annuelle des précipitations pour la période considérée varie de 17.83 mm en (92/93) à 0.66 mm en (07/08).

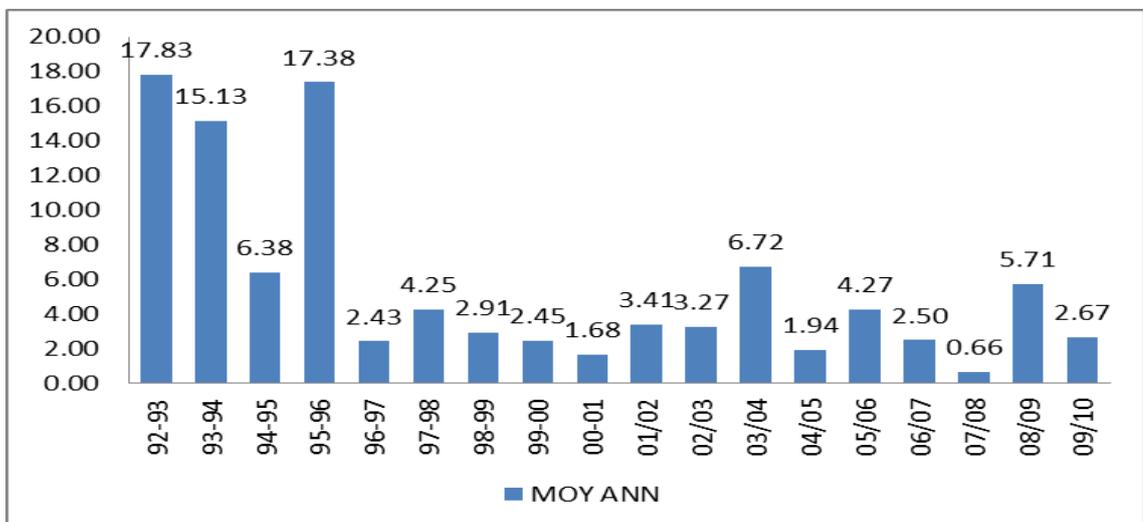


Fig. I.12 : Précipitation annuelles moyennes à la station pluviométrique de M'Ziraa 92-93/2009-2010.

➤ **Station de TIFERFER**

La pluviosité annuelle moyenne de la station Tiferfer est plus importante que celle de la station de M’Ziraa, le maximum de précipitation a été observé en (95/96) avec 33.63 mm, et un minimum de 6.17 mm en (96/97).

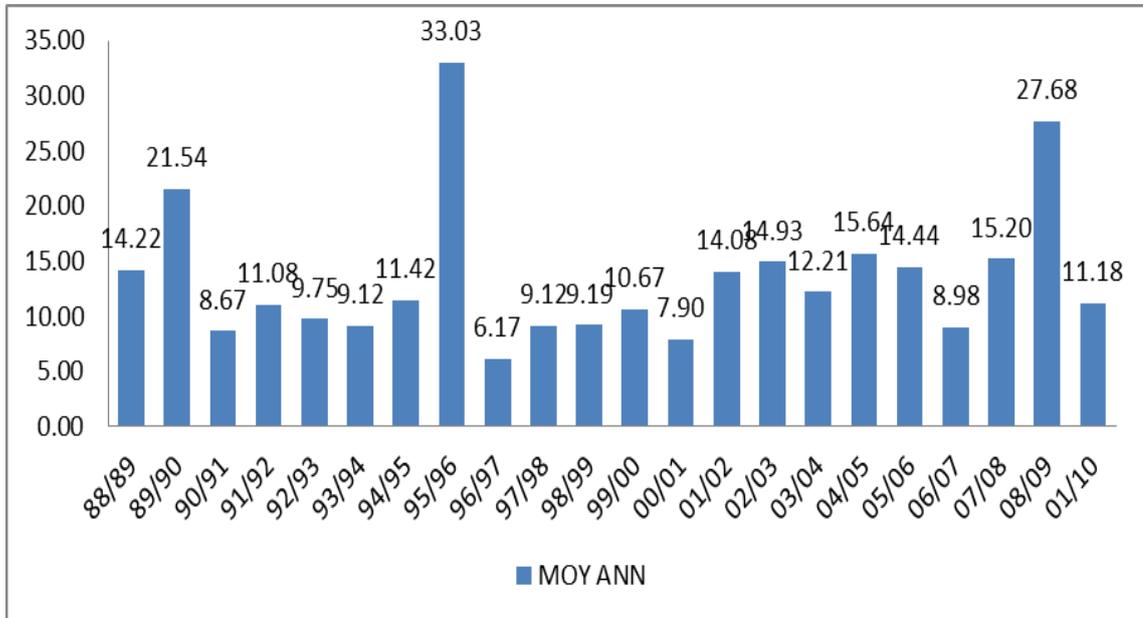


Fig. I.13 : Précipitation annuelles moyennes à la station pluviométrique de Tiferfer 88-89/2009-2010.

➤ **Station de T’Kout**

La hauteur moyenne annuelle des précipitations à la station T’Kout varie de 46.02 mm en (95/96) à 12.37 mm en (98/99),

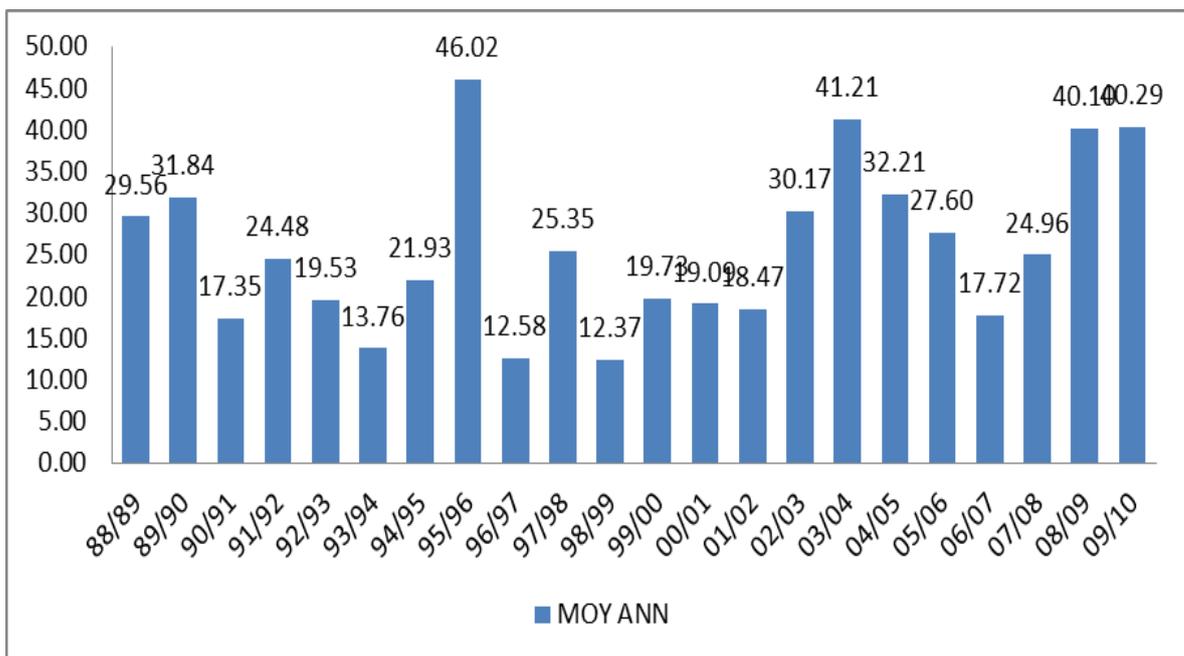


Fig. I.14 : Précipitation annuelles moyennes à la station de T'kout 88-89/2009-2010.

➤ **Station de Biskra (ONM)**

A la station de Biskra (ONM), pendant les années d'observation, le maximum de la pluviométrie a été observé en (08/09) avec une valeur de 16.75 mm, alors que le minimum enregistré est de 4.63 mm en (98/99).

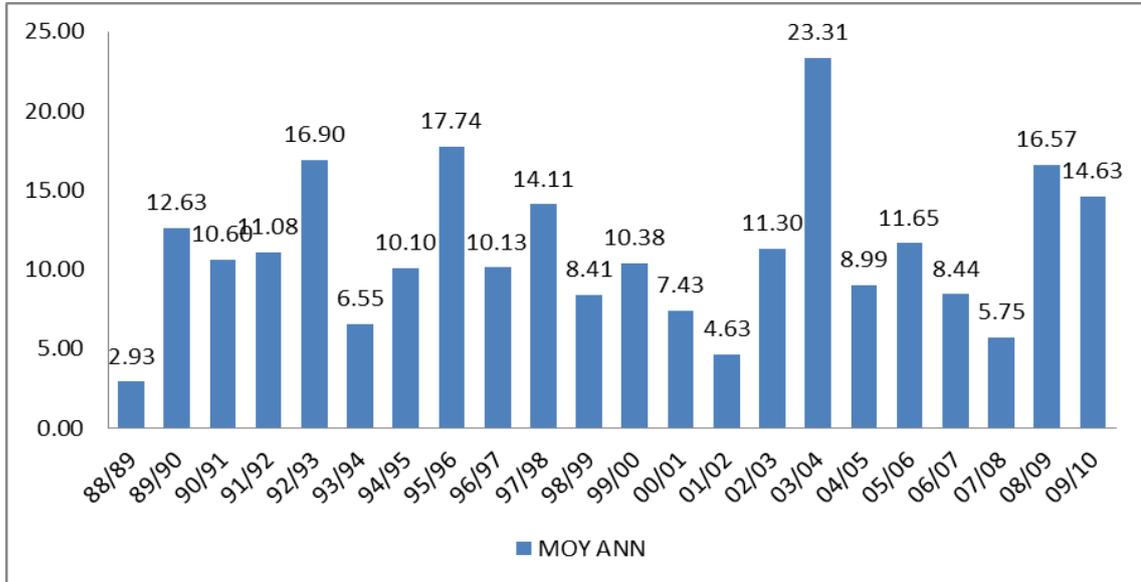


Fig. I.15 : Précipitation annuelles moyennes à la Station de Biskra (ONM).

➤ **Station de Biskra (ANRH)**

A la station de Biskra (ANRH), la hauteur moyenne annuelle de précipitation varie de 19.11 mm en (95/96) à 3.76 mm en 01/02.

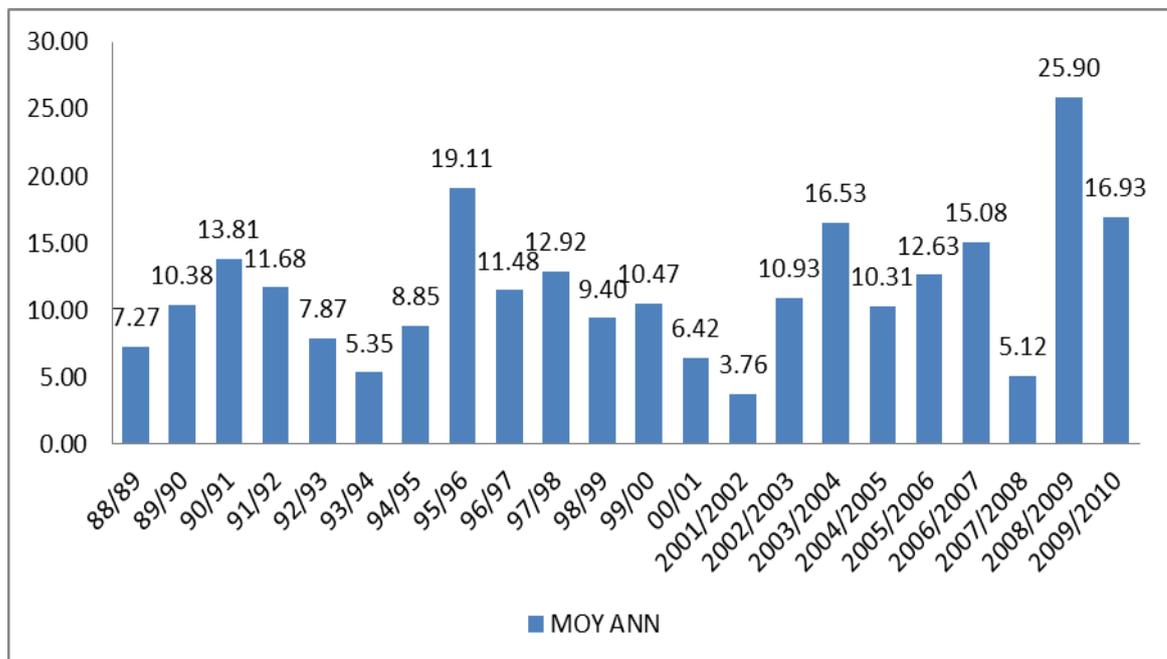


Fig. 16 : Précipitations annuelles moyennes à la Station pluviométrique de Biskra (ANRH) 88-89/2009-2010.

➤ Station de Foum El Gherza

Dans la station de Fom El Ghorza, la hauteur moyenne annuelle pendant les années d'observation enregistre un maximum de 17.68 mm en (03/04) et un minimum de 3.39 mm en (00/01).

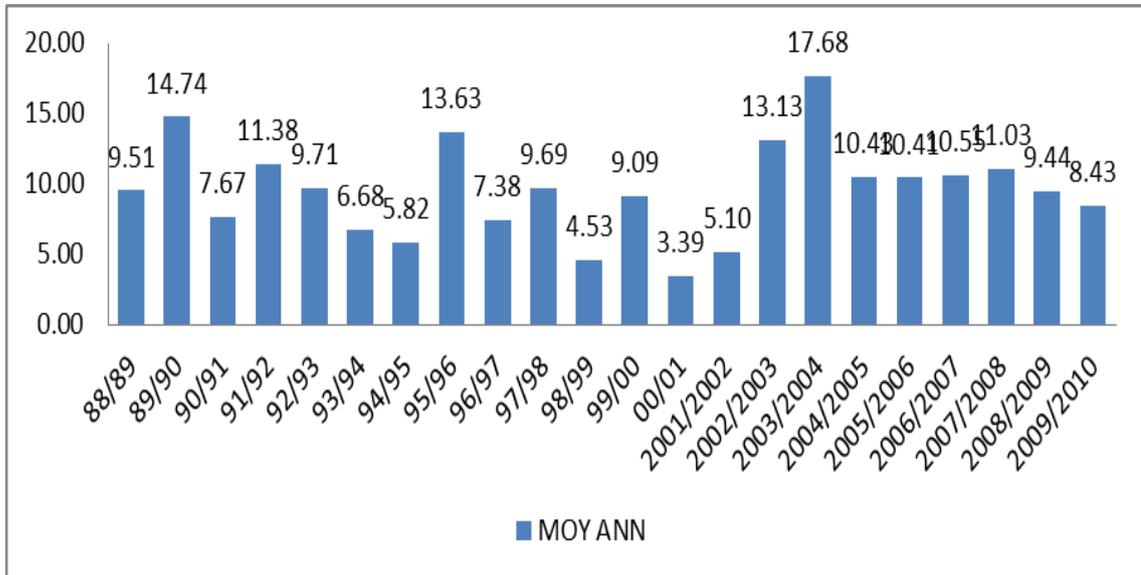


Fig. I.17 : Précipitations annuelles moyennes à la station pluviométrique du barrage de Fom El Gherza 1988/2010.

2.3. La Température

La température est le second facteur après les précipitations qui conditionne le climat d'une région donnée car, elle agit directement sur le phénomène d'évapotranspiration et par conséquent sur le déficit d'écoulement que ce soit annuel ou saisonnier. On, ne dispose que des données de températures moyennes mensuelles dans la station de Biskra (ONM) pour les périodes de 1988-1999 et 2009-2010) et donc, par défaut d'un réseau d'observation et d'archive relatifs au bassin de Chott Melghir, nous étions contraint d'utiliser les données enregistrées à la station de l'ONM afin de pouvoir quantifier les variations de la température dans la région de Zab Chergui pas lointaine du dite station.

Cependant, pour une fiabilité souhaitée, il est judicieux de faire apparaître une adéquation meilleure, entre la station de référence et celle projetée.

Pour ce faire, le recours au modèle de Laplace nous apparait le plus commode que nous présentant dans ce qui suit.

Le tableau N°04 donne les températures moyennes mensuelles évaluées enregistrées au niveau de la station de Biskra (ONM).

Tab. I.3 : Températures moyennes mensuelles dans la station de référence de Biskra (ONM) pour les périodes : 1988/1989 et 2009/2010.

Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
Moy.												
Men	28.85	23.49	16.50	12.40	11.60	13.57	17.35	20.61	26.10	31.33	34.38	34.00

Modèle de Laplace

Le modèle de Laplace part du principe que la variation verticale de la température virtuelle de l'air est proportionnelle au gradient vertical de pression avec une accélération de la pesanteur constante ($g = 9,81m/s^2$). Cependant, Il est nécessaire, au préalable, de définir la notion de température virtuelle qu'est celle qu'aurait l'air sec dont la masse spécifique et la pression seraient semblables à celles de l'air humide. Ce qui, nécessite la correction des pressions barométriques observées dans divers stations ou postes qui sont situés à différentes altitudes pour rendre leurs comparaisons possibles. Aussi, selon la norme utilisée, toutes les pressions doivent être ramenées au niveau de la mer, par une réduction faisant intervenir la loi de Laplace, dont l'auteur utilisa le même processus pour les températures, adoptant un gradient thermique vertical constant, égal à $-0,65^{\circ}C/100m$ d'altitude.

$$T_{vm} = \frac{2Tvl - 0.0065(Z_2 - Z_1)}{2} \dots\dots\dots (01)$$

T_{vm} : Température virtuelle moyenne recherchée entre la station de référence (Z_1) et celle considérée (Z_2), en $^{\circ}C$,

Tvl : Température virtuelle à la station de référence, en $^{\circ}C$.

Z_1 et Z_2 : Altitudes de la station considérée (1) et celle de référence (2), en m .

Les températures calculées par ce modèle sont présentées dans le tableau I.4.

Tab. I.4 : Les températures des différentes stations calculées par le modèle de Laplace.

Station / Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	Moy
M'Ziraa	28.85	23.49	16.51	12.41	11.61	13.58	17.36	20.62	26.11	31.34	34.38	34.01	22.52
Tiferfer	28.71	23.35	16.37	12.27	11.47	13.44	17.22	20.48	25.97	31.20	34.24	33.87	22.38
T'Kout	28.81	23.45	16.46	12.36	11.56	13.54	17.31	20.58	26.07	31.30	34.34	33.97	22.48
ANRH	28.70	23.34	16.36	12.26	11.46	13.43	17.21	20.47	25.96	31.19	34.23	33.86	22.37
Foum El Gherza	28.81	23.45	16.46	12.36	11.56	13.54	17.31	20.58	26.07	31.30	34.34	33.97	22.48
ONM (réf)	28.85	23.49	16.50	12.40	11.60	13.57	17.35	20.61	26.10	31.33	34.38	34.00	22.52

La région d'étude, est caractérisée par un climat chaud et sec, les minima absolus atteignent rarement le zéro. La période froide correspond aux mois de décembre – janvier – février et mars dont la température moyenne est de 5⁰C. Quant aux périodes chaudes, le maxima absolu dépasse très fréquemment la valeur de 45⁰C en juin – juillet et août avec des minima absolus sont toujours supérieurs à 20⁰C.

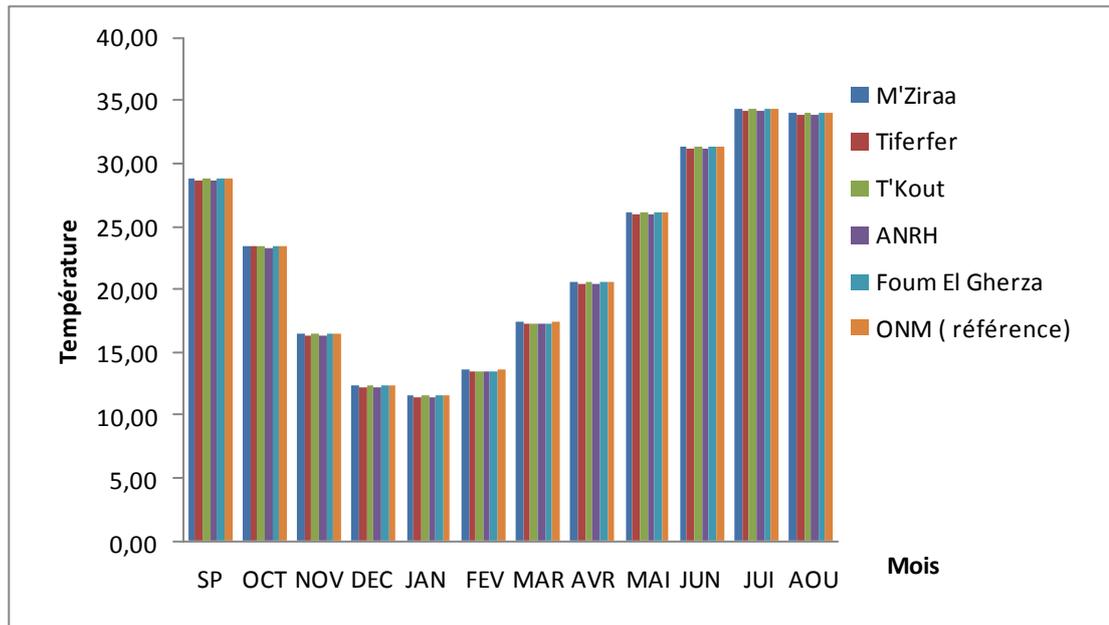


Fig. I.18 : Variation des températures moyennes mensuelles dans les différentes stations.

2.4. Le régime climatique

Avant de définir le régime climatique, nous donnerons quelques notions sur l'aridité qui est par définition le - bilan, précipitation –évaporation déficitaire- sur une période suffisamment longue.

Le climat aride ou semi-aride, selon l'intensité et la durée de la période déficitaire, intéresse une vaste proportion de la surface du globe, on le retrouve pour des raisons diverses à toutes les latitudes et se caractérise par :

- Une subsidence atmosphérique très forte responsable de la sécheresse.
- Une insolation pouvant atteindre 90 % du maximum théorique.
- Une humidité relative faible en moyenne, inférieure à 50 %.
- Des températures moyennes élevées (25 à 30°C).
- L'été est généralement chaud.
- La lame d'eau précipitée est minime presque toujours inférieure à 1 m.
- Le nombre de jours de pluies est en général peu élevé, inférieur à 100.

Le régime climatique reste d'une telle simplicité avec pluie de saison froide et sécheresse d'été, ce qui ne convient guère à la vie végétale, surtout lorsque la saison sèche se prolonge quelques mois. Cependant la tranche d'eau annuelle varie considérablement d'une année à l'autre.

Enfin, le régime des vents est moins uniforme, et contribue à accroître une évaporation déjà vive ; si l'hiver, saison humide, un bilan hydrique favorable, en été est souvent en avant et en arrière-saison ; le déficit est général ; pour la culture du printemps et d'été, l'irrigation est de rigueur (Godard, Tabeaud ; 1998).

Le régime climatique peut être déterminé par différentes méthodes : méthode d'Euverte, Diagramme Ombrothermique de Gaussen Bagnoules, Indice d'aridité de Martonne et Diagramme d'Emberger.

2.4.1 Méthode d'Euverte :

La méthode d'Euvert fait appel à deux paramètres essentiels qui sont : les températures et les précipitations établies mensuellement dont le rapport P/T nous permet de connaître l'évolution de l'humidité du sol et d'établir quatre régimes qui sont : -

- Un régime très sec où $P/T < 1$.
- Un régime sec où $1 < P/T < 2$.
- Un régime subhumide où $2 < P/T < 3$.
- Un régime humide où $P/T > 3$.

Les valeurs du rapport P/T sont présentées sur le tableau I.5.

Tab. I.5 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de Biskra (ONM) durant la période (1988-2010).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P (mm)	17.04	10.90	18.37	12.71	22.26	10.88	13.64	15.50	8.47	3.90	0.67	2.95
T c°	28.85	23.49	16.50	12.40	11.60	13.57	17.35	20.61	26.10	31.33	34.38	34.00
P/T	0.59	0.46	1.11	1.03	1.92	0.80	0.79	0.75	0.32	0.12	0.02	0.09

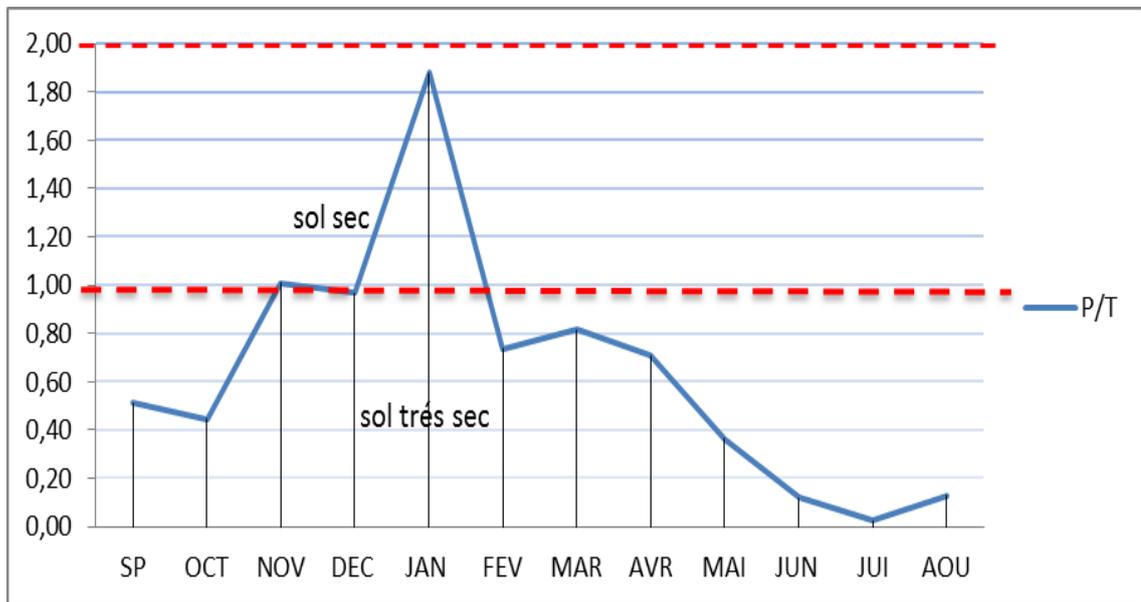


Fig. I.19 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de Biskra ONM.

Tab. I.6 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Tiferfer

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P/T	0,90	0,56	0,76	1,14	1,26	0,91	0,79	0,74	0,44	0,31	0,13	0,44
T c°	28,71	23,35	16,37	12,27	11,47	13,44	17,22	20,48	25,97	31,20	34,24	33,87
P	25,91	13,02	12,38	14,01	14,46	12,26	13,63	15,06	11,52	9,82	4,46	14,90

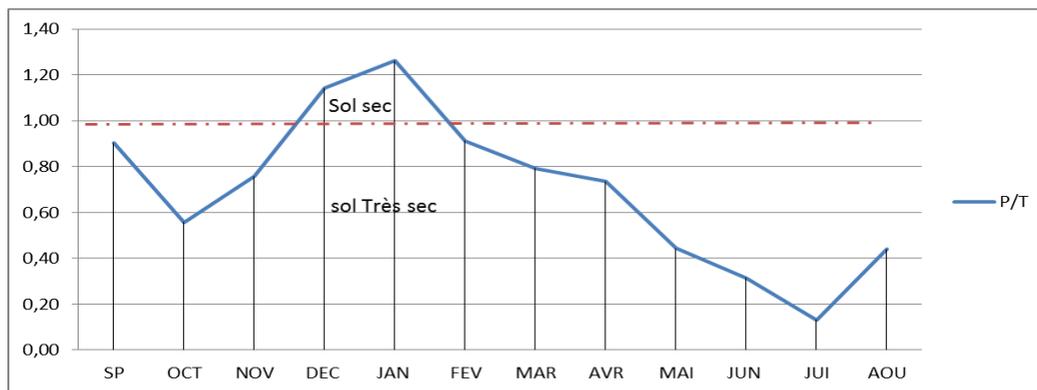


Fig. I.20 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de Tiferfer.

Tab. I.7 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de M'Ziraa.

1	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P/T	0,27	0,24	0,25	0,41	0,80	1,21	0,56	0,22	0,08	0,09	0,01	0,01
T c°	28,85	23,49	16,51	12,41	11,61	13,58	17,36	20,62	26,11	31,34	34,38	34,01
P	7,73	5,57	4,07	5,14	9,32	16,42	9,74	4,59	1,96	2,72	0,21	0,43

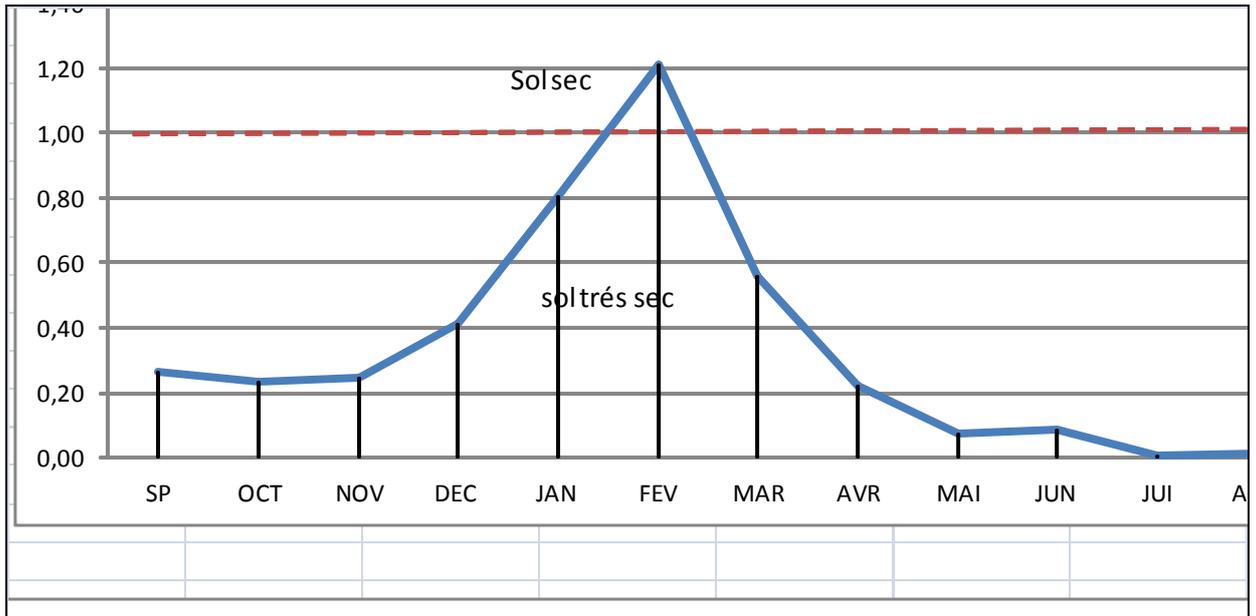


Fig. I.21 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de M'Ziraa.

Tab. I.8 : Valeurs du rapport P/T pour la station la station de T'Kout

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P/T	1,39	0,94	1,69	2,20	1,74	1,70	1,62	1,48	1,17	0,72	0,34	0,73
T c°	28,81	23,45	16,46	12,36	11,56	13,54	17,31	20,58	26,07	31,30	34,34	33,97
P	40,12	21,94	27,77	27,16	20,13	23,04	28,07	30,36	30,51	22,50	11,79	24,72

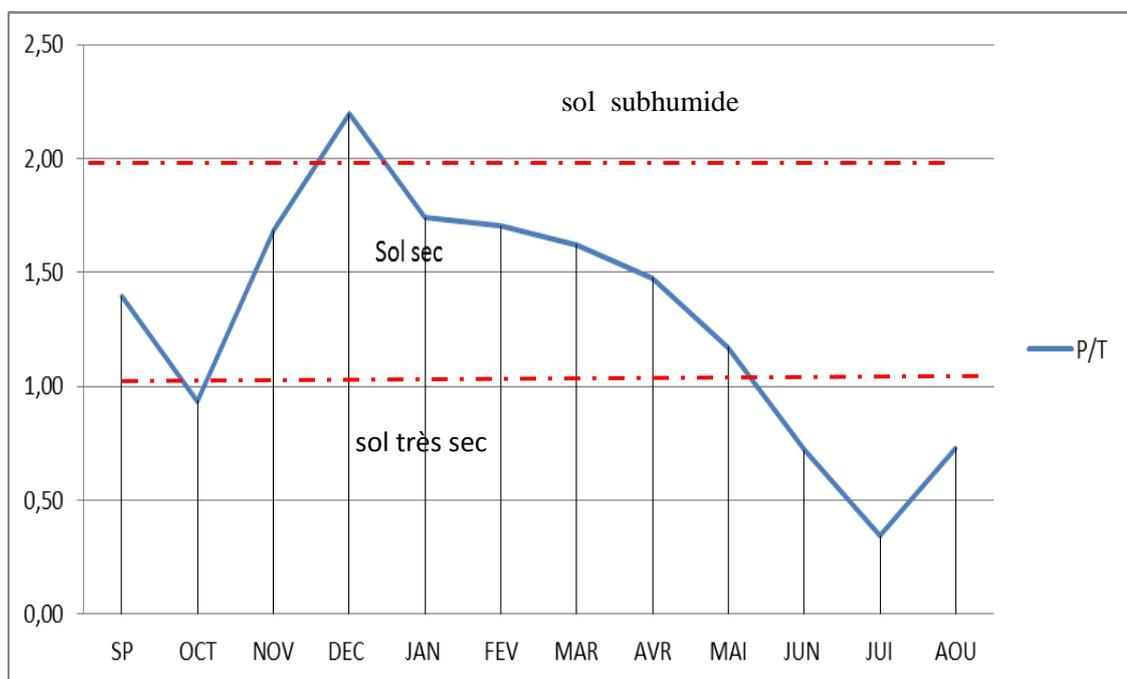


Fig. I. 22 : Evaluation de l'humidité du sol par la méthode d'Euverte station de T'Kout.

Tab. I.9 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Biskra – ANRH.

Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P/T	0,55	0,46	0,99	1,03	2,02	0,71	0,90	0,84	0,32	0,14	0,01	0,12
T c°	28,70	23,34	16,36	12,26	11,46	13,43	17,21	20,47	25,96	31,19	34,23	33,86
P	15,66	10,65	16,24	12,61	23,19	9,50	15,49	17,11	8,25	4,37	0,48	4,00

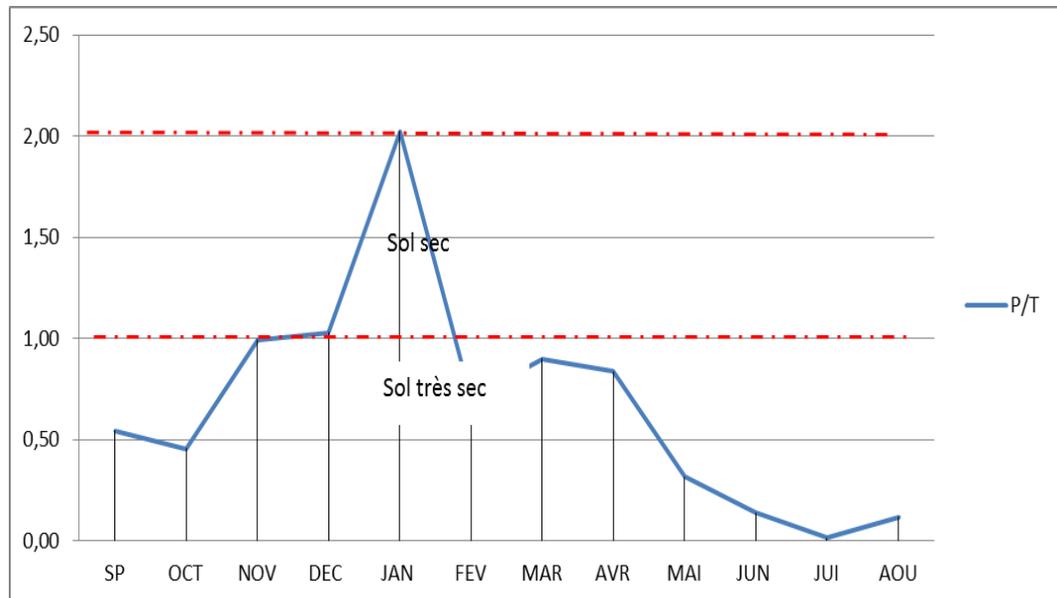


Fig. I.23 : Evaluation de l'humidité du sol selon Euverte - station de Biskra – ANRH.

Tab. I. 10 : Valeurs du rapport P/T pour la station de Foug El Gherza.

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
P/T	0,47	0,40	0,93	0,99	1,38	0,69	0,70	0,61	0,24	0,11	0,01	0,11
T c°	28,81	23,45	16,46	12,36	11,56	13,54	17,31	20,58	26,07	31,30	34,34	33,97
P	13,53	9,42	15,27	12,20	16,00	9,36	12,12	12,52	6,27	3,60	0,23	3,71

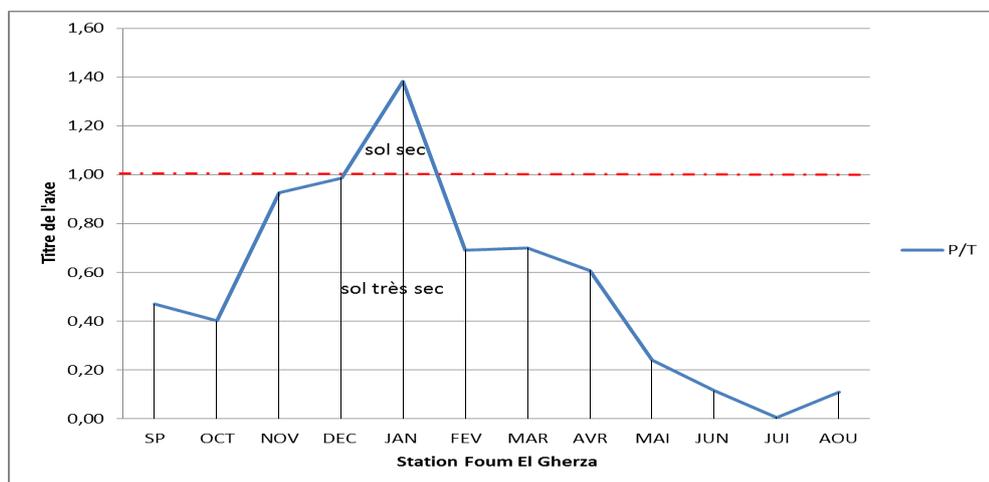


Fig. I.24 : Evaluation de l'humidité du sol selon Euverte - station de Foug El Gherza.

Toutes les stations de la région d'étude présentent le même régime climatique à l'exception de la station de T'kout qui présente un régime subhumide pendant le mi-Novembre au mi-décembre avec un rapport P/T supérieur à 2 et un régime sec de septembre au Mai et le reste de l'année présente un régime très sec avec un valeur de P/T inférieur à 1.(Fig. I.21)

Dans les stations de Biskra ONM, et ANRH (Fig.I.19 et I.23), règne un régime sec durant la période de Décembre au Février et un régime très sec caractérise le reste de l'année.

Les courbes des stations de Foug El Ghorza et Tifefer (Fig.I.20 et Fig.I.24) présentent la même allure elles présentent un régime sec s'étalant du mois de Décembre à mi-Janvier. Un régime très sec s'établit sur le reste de l'année. Dans la station de M'ziraa un régime très sec règne presque sur toute l'année intercalé d'une période sec du mois de mi-Janvier à la mi-février. Le reste des mois connaissent un régime très sec.(Fig.I.21).

Donc, sur toute la région règne un climat saharien (très sec), durant toute l'année, à l'exception des mois plus humides cités.

2.4.2 : Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls

Bagnouls et Gaussen (1953) ont introduit la notion de diagramme pluviothermique en n'utilisant que la température et les précipitations combinées de façon à faire apparaître les saisons humides et les saisons sèches. Ces saisons sont définies graphiquement, en reportant sur l'axe des ordonnées les précipitations moyennes mensuelles, et sur le deuxième axe des ordonnées opposé le double de la température moyenne mensuelle et sur l'axe des abscisses les mois (Fig. I.25,26,27,28,29 et 30).Pour la même période , chaque fois que la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations on a une période sèches, et une période humide dans le cas inverse.

- **station de Biskra (ONM)**

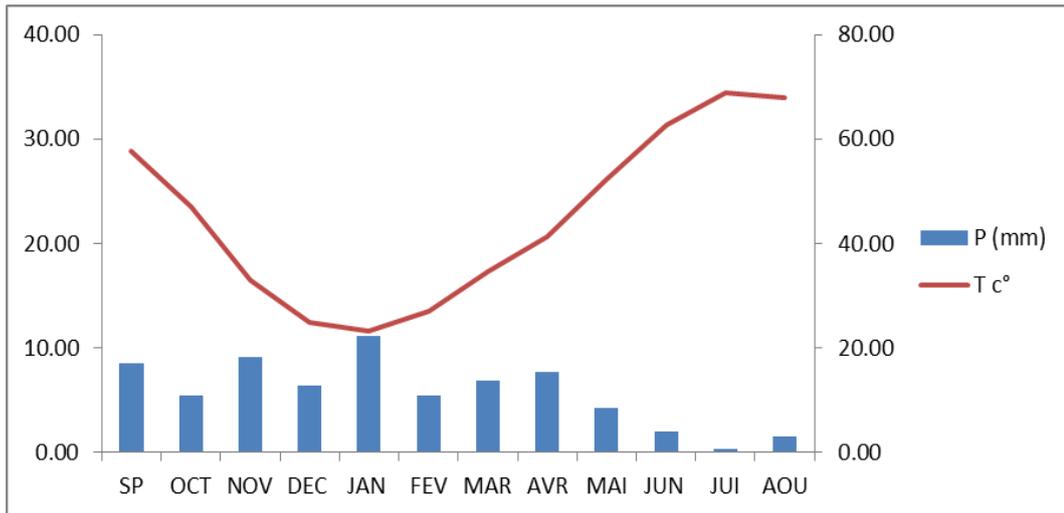


Fig. I.25 : Diagramme Ombrothermique de la station de Biskra (ONM) 1988-2010.

Les valeurs des précipitations et des températures enregistrées au niveau de la station d'ONM sur une période de 22 ans, permettent l'établissement du diagramme (fig. 24), ce dernier montre une saison sèche qui s'étale sur toute l'année. Une forte sécheresse commence par le mois de février jusqu'au mois d'Aout et une seconde va du mois de septembre jusqu'au mois décembre.

- **Station de M'Ziraa**

Nous constatons deux périodes sèches enregistrées par la station, notons que la première débute du moins de septembre jusqu'à la mi-Janvier et la deuxième commence de mi-Mars jusqu'à Aout tandis que la période humide considérée comme la plus arrosée avec une précipitation de l'ordre de **16.42 mm** marquée au moins de Février.

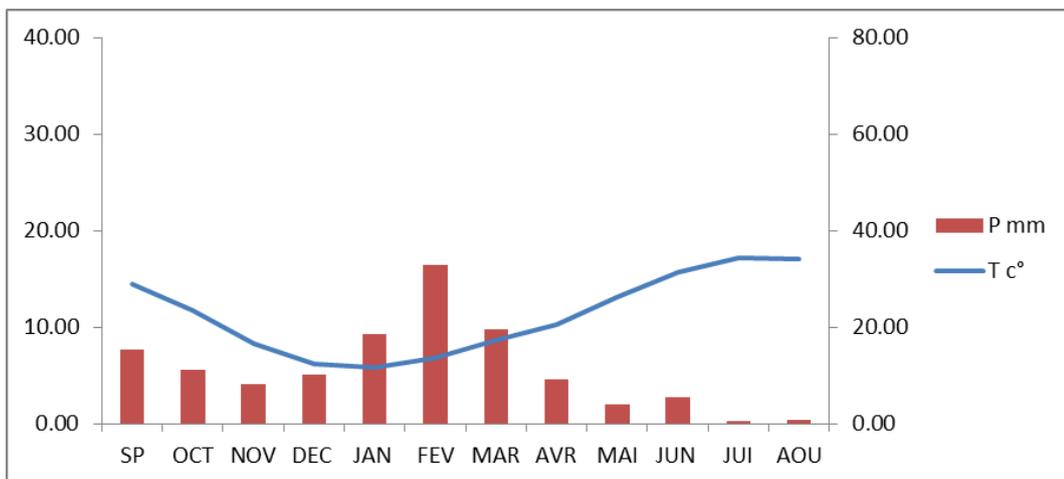


Fig. I.26 : Diagramme Ombrothermique de la station de M'Ziraa.

• **Station de Tiferfer**

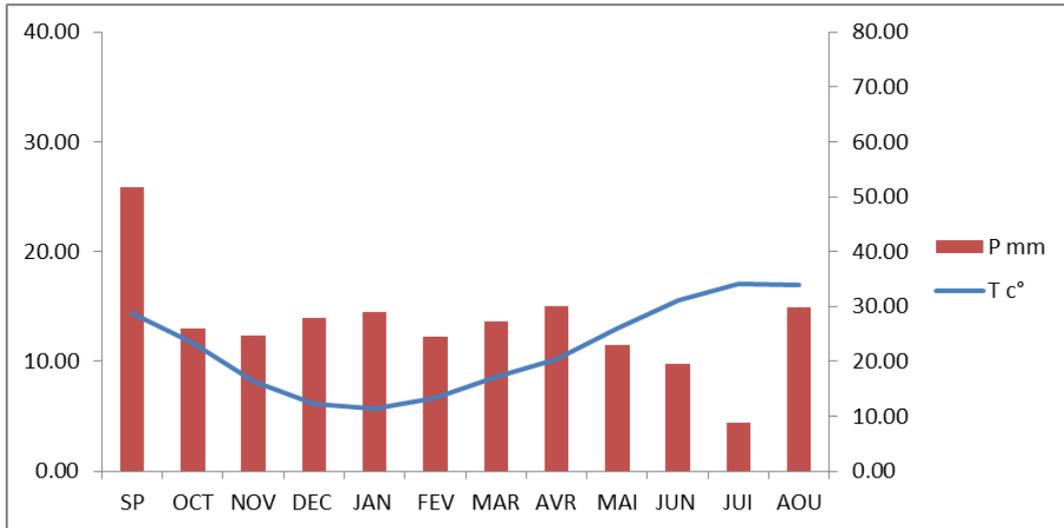


Fig. I.27 : Diagramme Ombrothermique de la station de Tiferfer.

Au cours de cette année on remarque que la saison humide s'étale sur huit mois avec une baisse des précipitations au mois de Juillet avec 4.46 mm est supposée la plus sèche, le diagramme établit (fig. 26) montre que la saison sèche s'étale sur quatre mois de mi-Avril jusqu'à Aout.

• **Station de T'Kout**

Le diagramme Ombrothermique de la station de T'Kout présente une période très humide s'étale presque sur toute avec une valeur maximale de précipitation qui atteint la valeur de 552 mm pendant l'année 95/96 par contre une baisse de précipitation est enregistrée au moins de Juillet avec une valeur de 11.79 mm.

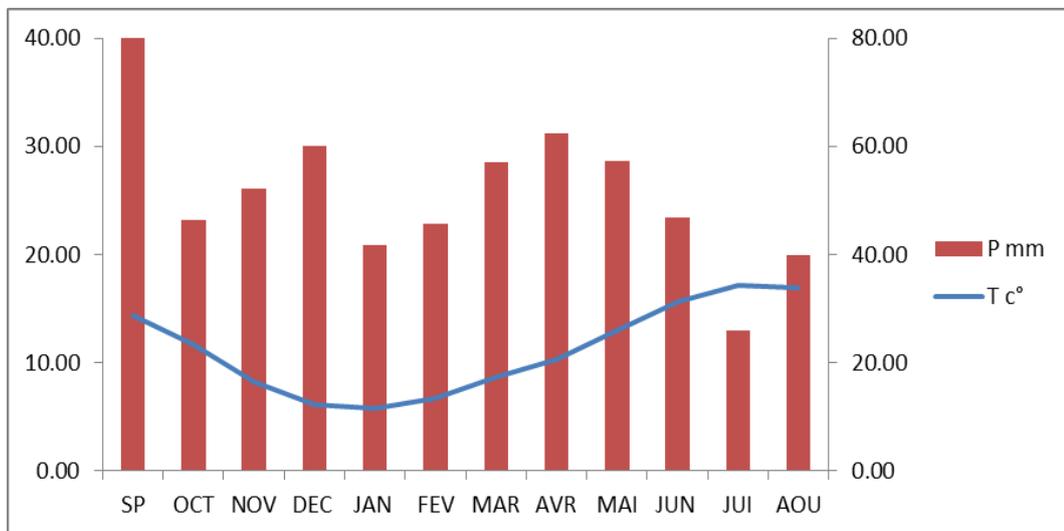


Fig. I.28 : Diagramme Ombrothermique de la station de T'Kout.

- **Station de Biskra ANRH**

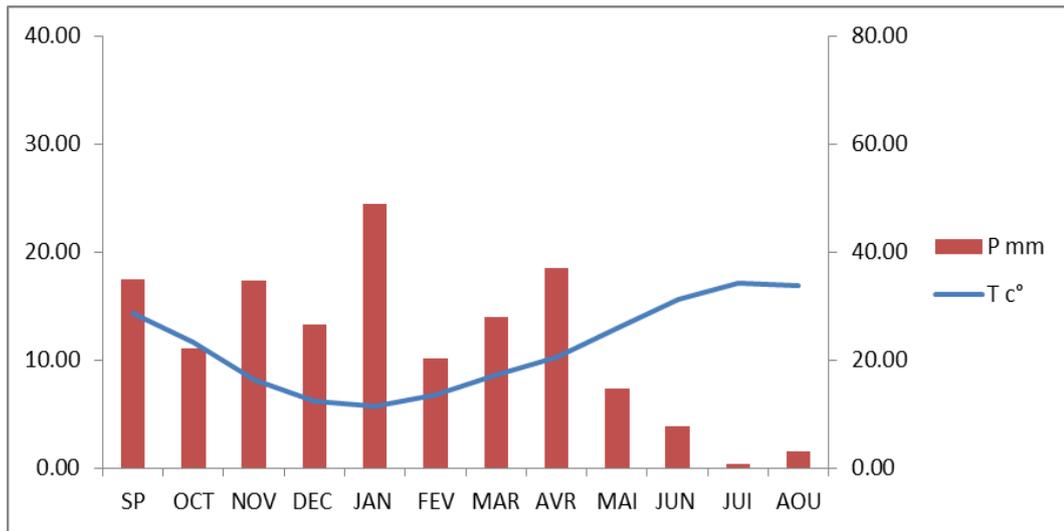


Fig. I.29 : Diagramme Ombrothermique de la station de Biskra ANRH.

Ce diagramme présente deux périodes l'une sèche qui commence par la mi-Avril et s'étale jusqu'à Aout avec un minimum de précipitation de valeur de 0.48mm. La période humide commence par le moins de Septembre et dure huit mois jusqu'à la mi-Avril.

- **Station de Foug Al Gherza**

La période humide enregistrée au niveau de la station de Foug Al Gherza s'étale sur environ huit mois et marque une valeur maximum de précipitation de l'ordre de 16 mm au moins de Janvier en revanche la période sèche débute de mi-Avril jusqu'à Aout

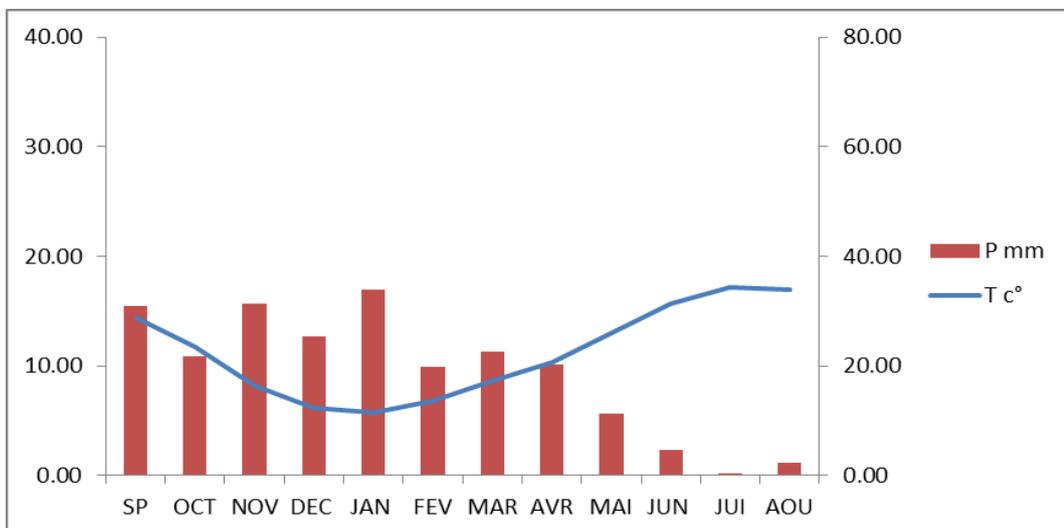


Fig. I.30 : Diagramme Ombrothermique de la station de Foug El Gherza.

Les six diagrammes pluviothermiques des six stations, pour la série 1988/2012 ; permettent de déduire les saisons humides et les saisons sèches qu'on a consigné dans le tableau I.11.

Tab. I.11 : Détermination des périodes sèches et des périodes humides.

Station climatique	Période sèche	Période humide
ONM	Sep-Aout	-----
M'Ziraa	Sp-1/2 Jan 1/2 Mar-Aout	1/2 Jan-1/2 Mar
Tiferfer	1/2 Avr-Aout	Sep- 1/2 Avr
T'Kout	1/2 Jun-1/2 Aout	Sep-1/2 Jun
ANRH	1/2 Avr-Aout	Sep – 1/2 Avr
Foum El ghorza	1/2 Avr- Aout	Sep- 1/2 Avr

2.4.3 : Indice d'aridité de Martonne

En 1926, Emmanuel de Martonne élabore un système de classification des climats en utilisant une méthode statistique. Il utilise un indice regroupant des données hydrométriques et thermiques. Cette méthode statistique est caractérisée par la formule suivante :

$$IM = P / (T + 10) \dots\dots\dots(02)$$

Avec :

P : les précipitations totales annuelles et T : la température moyenne annuelle

Pour différents intervalles, un climat se définit dans ce qui suit : -

- 20 < IM < 30 : climat tempéré.
- 10 < IM < 20 : climat semi-aride.
- 7.5 < IM < 10 : climat steppique.
- 05 < IM < 7.5 : climat désertique.
- IM < 5 : climat hyperaride.

Le tableau suivant récapitule l'indice de De Martonne calculé pour chaque station dans la région d'étude.

Tab. I.12 : L'indice de De Martonne.

Station	P (mm)	T (c°)	IM
Biskra ONM	132.91	22.55	4.08325653
M'Ziraa	67.90	22.52	2.08772509
de Tiferfer	161.44	22.38	4.9857937
T'Kout	308.12	22.48	9.4864532
Station Foug El Gherza	114.23	22.48	3.5169335
Biskra ANRH	137.55	22.37	4.24930491

En plaçant ces indices sur le tableau de *De Martonne*, on s'aperçoit que les stations de ONM, M'Ziraa, Tiferfer, Biskra (ANRH) et Foug El Gherza ont un climat Hyperaride tandis que La station de T'Kout a un climat steppique.

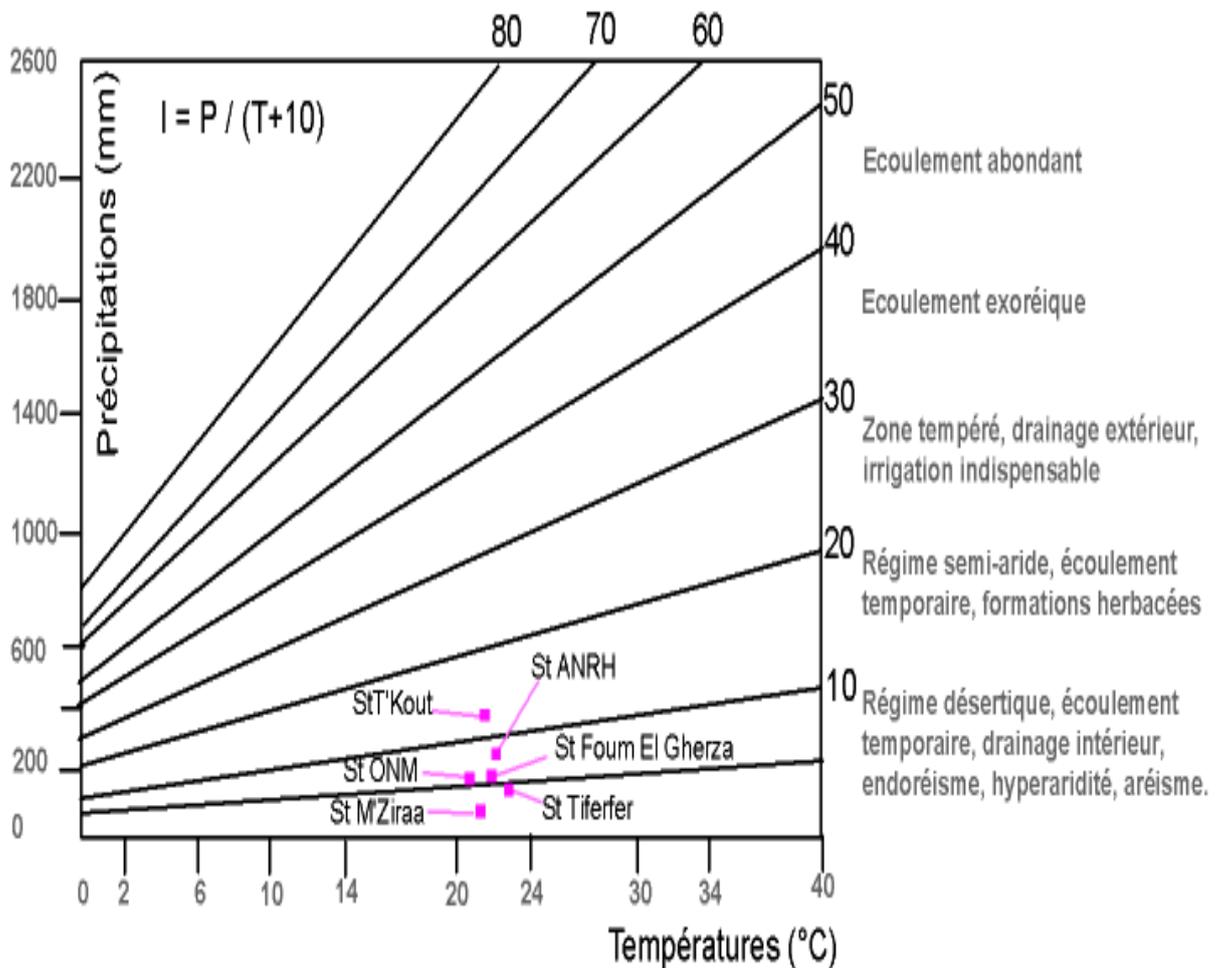


Fig. I.31 : L'indice d'aridité annuel de De Martonne.

2.4.4 Indice d’aridité mensuel de De Martonne

L’indice d’aridité mensuel peut être calculé par mois on utilisant la formule

$$IM = 12 \frac{P}{T + 10} \dots\dots\dots(03)$$

Avec :

IM : indice d'aridité mensuelle.

P : Précipitations mensuelles en mm,

T : Températures mensuelles en °C

Les valeurs calculées sont reportées au tableau I.13.

Tab. I.13 : L’indice d'aridité mensuel de De Martonne des six stations.

Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
ONM	4.57	3.75	7.55	6.44	12.12	5.09	6.21	5.73	3.16	1.08	0.22	1.19
M’ziraa	2,39	1,99	1,84	2,75	5,18	8,36	4,27	1,80	0,65	0,79	0,06	0,12
Tiferfer	8,03	4,69	5,63	7,55	8,09	6,28	6,01	5,93	3,84	2,86	1,21	4,07
ANRH	5,43	3,97	7,91	7,14	13,68	5,18	6,15	7,30	2,44	1,13	0,09	0,43
T’Kout	13,64	8,31	11,82	16,09	11,64	11,64	12,54	12,25	9,52	6,82	3,51	5,45
Foum El Ghorza	4,18	3,38	6,93	6,54	8,90	4,77	5,33	4,91	2,09	1,04	0,06	1,01

Les résultats obtenus, montrent des variations de l’indice d'aridité mensuel au niveau de la station de Biskra (ONM) qui oscille entre 0.22 et 12.12.

La période allant de Mai à Octobre est caractérisée par un climat hyper aride alors qu’il est aride durant les mois de Novembre, Décembre, Février, Mars et Avril. Par contre, le mois de Janvier se caractérise par un climat semi-aride.

Pour la station de M’Ziraa, les mois de Février et Janvier présentent un climat Aride par contre le reste de l’année se caractérise par un climat hyperaride avec un indice d’aridité variant entre 0.06 et 8.37.

L’indice d’aridité pour la station de Tiferfer varie entre 1.21 et 8.09. Les mois de Mai, Juin, Juillet et Aout sont caractérisés par un climat hyperaride alors que le reste des mois de l’année présentent un climat aride.

Pour la station d’ANRH, le mois de Janvier se caractérise par un climat semi-aride ; les mois de Mai, Juin, Juillet, Août montrent un climat hyperaride, tandis que les autres mois présentent un climat aride.

Pour la station de T’Kout, les mois de Mai, Juin et Août se caractérisent par un climat aride ; celui de Juillet présente un climat hyperaride, alors que durant le reste de l’année règne un climat semi-aride.

Enfin, l’indice d’aridité dans la station de Foug El Ghorza, compris entre 8.90 et 0.06, montre que les mois de Novembre, Décembre, janvier et Mars présentent un climat aride par contre les mois restants se caractérisent par un climat hyperaride.

2.4.5 Diagramme d’Emberger

Afin de déterminer l’étage bioclimatique de la région des Ziban, nous avons calculé le quotient pluviométrique d’Emberger (Q) avec des données climatiques calculées durant la période 1988 - 2010.

Selon la formule établie par Stewart (1969), le quotient pluviométrique de la région Méditerranéenne est exprimé par la formule suivante :-

$$Q = 3.43 \frac{P}{M - m} \dots\dots\dots (04)$$

- Q : quotient pluviométrique
- P : pluviométrie annuelle (mm)
- M : moyenne maximale du mois le plus chaud (°C)
- m : moyenne minimale du mois le plus froid (°C).

Le tableau I.14, et la figure I.32 présentent l’indice d’Emberger pour chaque station, ce qui nous permet d’émettre les observations suivantes :

Les stations de Tiferfer, ONM, M’Ziraa, Foug El Ghorza et ANRH appartiennent au domaine Saharien alors que la station de T’kout et dans le domaine Aride.

Tab. I.14 : L’indice d’Emberger.

Station	P	M	M	Q
Tiferfer	161.44	34.24	11.47	24.3188054
T’Kout	308.12	34.34	11.56	46.3938367
ONM	132.91	34.38	11.6	20.0123486
M’Ziraa	67.9	34.38	11.61	10.2282389
Foug El Gherza	114.23	34.34	11.56	17.1996883
ANRH	137.55	34.24	11.46	20.7109965

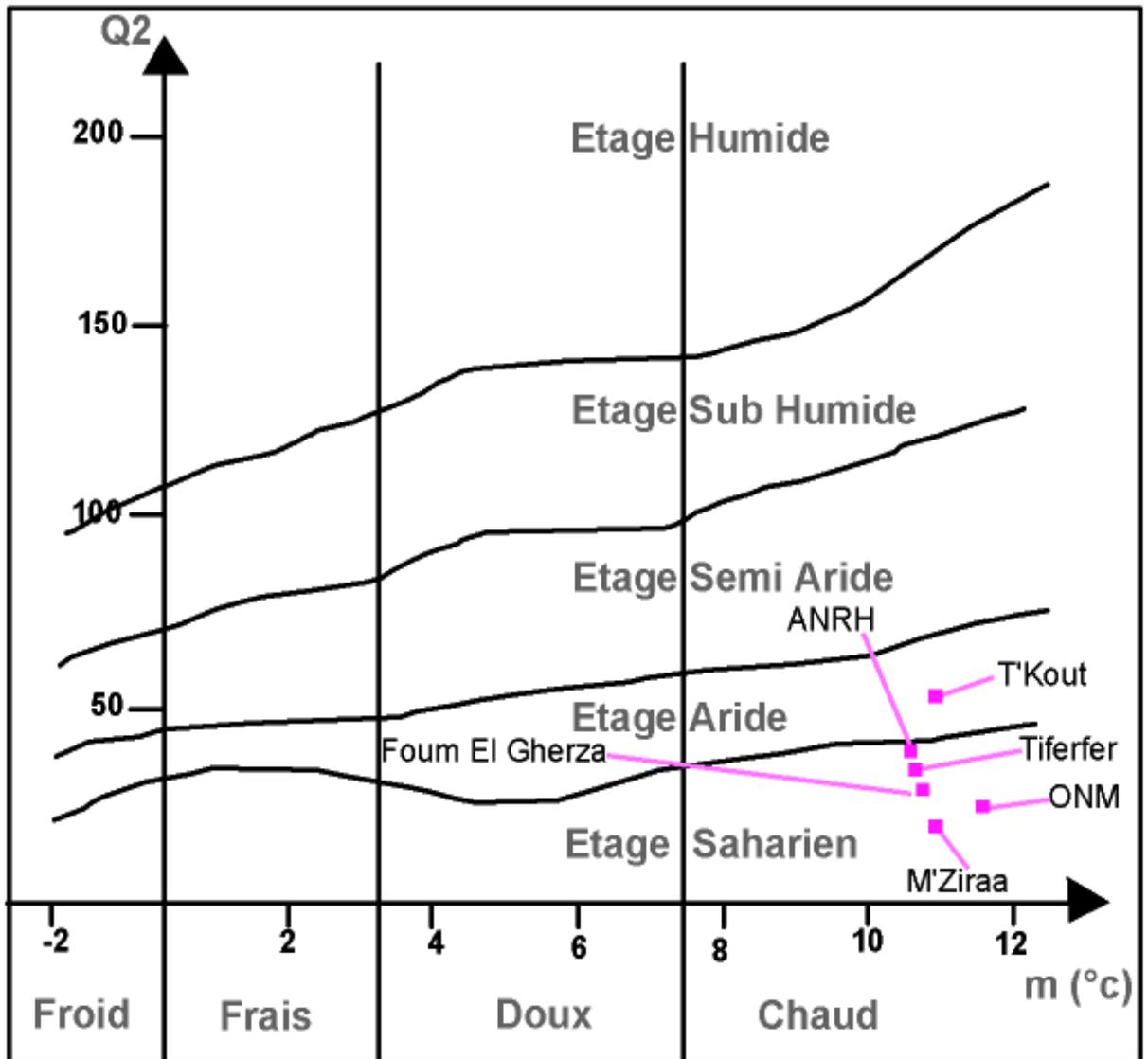


Fig. I.32 : Climagramme d'Emberger.

2.5. Le vent

Les vents ont une conséquence importante sur les phénomènes d'évaporation, de précipitation et à moindre degré sur les températures. Dans la région des Ziban, les vents sont relativement fréquents au printemps et en été et durant la période des températures maximales se manifestent des Siroccos du Sud-est. Alors, qu'en période hivernal, il y a une prédominance des vents Nord-ouest amenant l'humidité de l'Atlantique du Nord. Le maximum de forces de ces vents est enregistré en hiver et au printemps ; cependant, les vents de sable sont fréquents en Mars, Avril et Mai (Boutouga, 2012).

Dans la région d'étude, la seule station qui enregistre la vitesse du vent, est la station de Biskra (ONM). D'après les données des moyennes des vents enregistrées dans cette station pour la période 1988/89-2009/10, on remarque que la fréquence des vitesses des vents atteint son maximum en Avril avec 5.89 m/s et son minimum en Août avec 3.93 m/s. Toutefois, on constate que les vitesses du vent sont presque homogènes pendant plusieurs mois de l'année dont la vitesse moyenne annuelle est de 4.52 m/s (Tab. I.15).

Tab. I.15 : vitesse moyenne mensuelle des vents à la station de Biskra (ONM).

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
Vit.Moy.Ven.	4.20	4.43	4.81	5.89	5.58	4.67	4.10	3.93	4.21	3.99	4.23	4.17

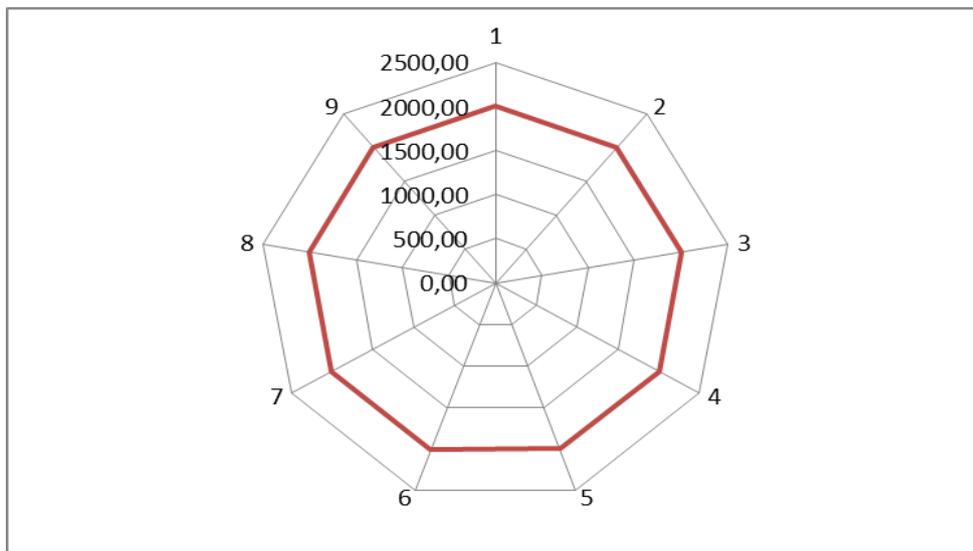


Fig. I.33 : Diagramme de la vitesse moyenne mensuelle des vents à la station de Biskra (ONM).

2.6 : L'enseillement

L'enseillement, exprimé en heure, traduit la durée de rayonnement solaire. Son maximum, dans la région d'étude, est atteint au mois de Juillet avec une durée de 355.73 heure d'insolation et une moyenne mensuelle de 277.97 heure. Le tableau I.16 donne les valeurs de l'insolation dans la station de Biskra (ONM).

Tab. I. 16 : L'enseillement moyen mensuel à la station de Biskra (ONM).

Mois	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	Moy
Inso.Moy.	221,83	241,65	265,91	311,04	315,39	336,35	355,73	327,39	269,17	252,39	224,78	214	277,97
Men													

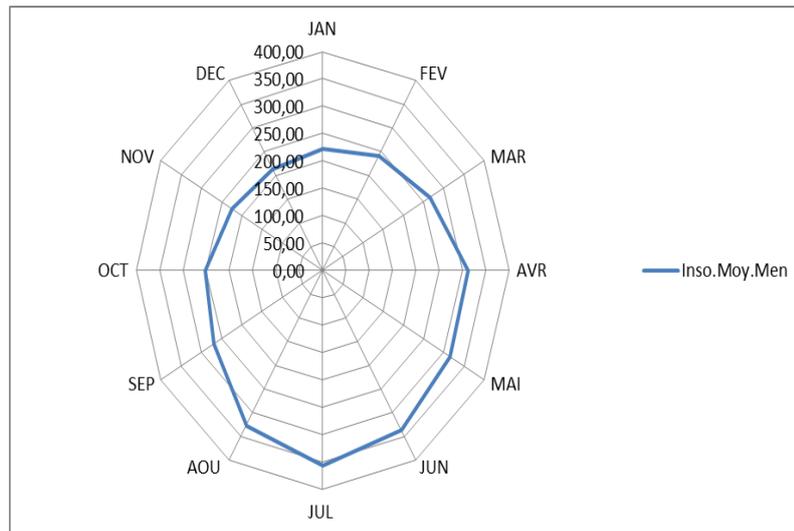


Fig. I.34 : Digramme d'ensoleillement moyen mensuel à la station de Biskra (ONM).

2.7 : Humidité

La région des Ziban est considérée comme une région aride, elle est caractérisée par un climat sec et chaud avec des pourcentages d'humidités moins importants. D'après les données de la station de Biskra (ONM), on remarque que le taux d'humidité moyenne mensuelle est un peu élevé pendant les mois de Novembre, Décembre et Janvier qui est de l'ordre de 54 %, 59 % et 57% respectivement tandis que le taux plus faible est enregistré durant le mois de Juillet (26%).

Tab. I.17 : Humidité moyenne mensuelle à la station de Biskra (ONM) entre 1988-2010.

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUL	AOU
Humi.Moy. Men.	39.91	46.41	53.27	59.27	57.77	48.32	42.64	38.50	32.86	27.77	26.27	29.09

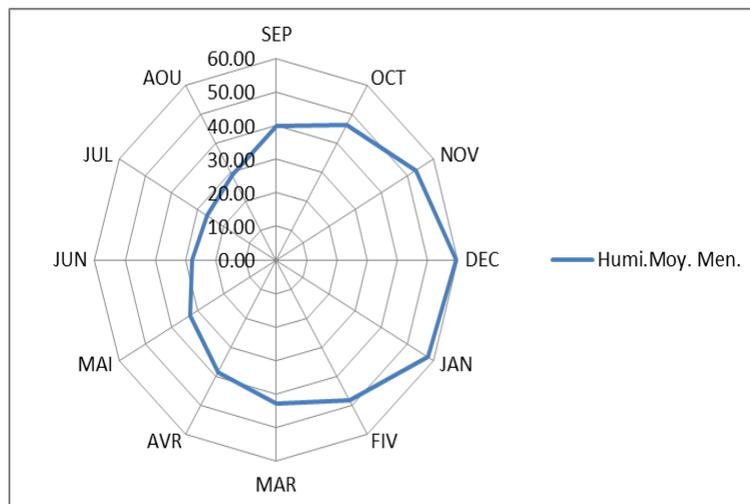


Fig. I. 35 : Evolution de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Biskra (ONM) pour la période : 1988-2010.

Conclusion :

Le Zab Chergui, région d'étude, constitue une zone de transition franche entre le domaine atlasique plissé du Nord et les étendues plates et désertiques du Sahara au Sud. L'analyse climatique a montré que la région de Zab Chergui se caractérise par un climat nettement contrasté, à hiver frais s'étalant de décembre à février et à l'été sec et chaud et très bien ensoleillé. Il est, surtout, influencé par :

- Une pluviosité annuelle très faible et très irrégulière (125.89 mm /an durant la période 1988-2010).
- Des températures moyennes assez élevées et une sécheresse estivale très prononcée et très longue.
- Des transports éoliens importants.
- Une grande luminosité suite à un important ensoleillement.

Enfin, tous ces facteurs caractérisent une forte aridité et un régime saharien de la région du Zab Chergui.

CHAPITRE II
CADRE HYDROLOGIQUE

1 : CADRE HYDROLOGIQUE

Après l'analyse climatologique de la région, il nous a paru utile de préciser les caractéristiques hydrologiques de la région d'étude dans son contexte régional. Cependant, dans les régions arides et semi-arides, cas de la région du Ziban, les précipitations sont caractérisées par de fortes irrégularités et les oueds drainant le bassin versant de Chott Melrhir ont un écoulement périodique très irrégulier (ne présentant pas d'écoulement pérennes) et sont la principale origine de l'alimentation des aquifères, notamment les nappes des inféro-flux. Aussi, ces cours d'eau se caractérisent par un régime torrentiel et se manifestent dans de courtes durées et les apports sont très variables d'une année à l'autre. Une partie importante des eaux de ces cours d'eau est évaporée et le reste alimente les aquifères souterrains. Ces écoulements qui sont diffus sur les flancs des reliefs deviennent concentrés au niveau des oueds ; les eaux précipitées sur les hauteurs septentrionales du bassin (Atlas saharien, Aurés) sont acheminées vers les zones basses (chotts). Comme, la vitesse d'écoulement des eaux et la vitesse de propagation des crues sont, essentiellement, en relation avec la pente hydrographique, l'étude du profil en long de ces cours d'eau nous renseigne sur le mode d'alimentation des aquifères et leurs effets dévastateurs dans la région d'étude (Chabour, 2006).

Toutefois, vu le caractère climatique de la région qui se caractérise par un taux d'évapotranspiration important, une partie minime de ces eaux est infiltrée dans le sous sol et alimente les aquifères souterrains.

L'absence ou la défaillance des équipements hydrométriques dans le bassin rend difficile la quantification des écoulements, à différents niveaux de ces oueds.

1.1 : Les Caractéristiques Hydrologiques

Le bassin versant de Chott Melrhir couvre une superficie de 68750 km², soit 3,4% de la surface du bassin saharien, il s'étend entre les chaînes de l'Atlas saharien (Aurès, Nememcha et les monts de Batna) au nord, jusqu'à la dépression du Sahara septentrional au sud dont l'endoréisme est le caractère principal du bassin. Il est drainé par un chevelu hydrographique d'une longueur de 37822 km d'oueds, coulant vers les zones de dépression et dont la plus importante est celle de Chott Melrhir.

Les principaux oueds sont ceux qui drainent les versants sud des Aurès : Oued El Hai (140km), Oued El Abiod (152 km), Oued el Arab (170 km) et l'Oued Djedi (500 km) (Dubief, 1953 in Chabour, 2006).

Les différents paramètres morphométriques et hydrographiques interviennent et souvent de façon combinée dans les modalités de l'écoulement, de ce fait, il convient de les préciser dans cette étude.

1. 2 : Les Stations Hydrométriques Principales

Dans le bassin de Chott Melrhir, les stations hydrométriques sont nombreuses, il en est de même des postes pluviométrique. Du fait, il ne sera fait ici mention que des stations principales dont les mesures présentent un intérêt certain pour les études hydrauliques, ou autres.

Trois stations hydrométriques qui contrôlent les grands versants sont retenues dans le cadre de notre étude. Ces sites permettent d'avoir les données sur les écoulements des grands ensembles du versant sud des Aurès. Il s'agit de :-

- Station hydrométrique de M'Chouneche
- Station hydrométrique de Khanguet sidi Nadji
- Station hydrométrique de M'Lili.

1. 3. Hydrographie et Ecoulement

Le bassin de Chott Melghir, exutoire de l'ensemble des eaux de surface de la région d'étude, reçoit les eaux des principaux oueds suivants : A l'Est, Oued El Arab, principal oued de la zone, avec ses 5 affluents et Oued El Haguef et Oueds El Abiod et Biskra qui se jettent dans l'Oued Djedi au lieu-dit Sâada au nord de la région et à l'Ouest, Oued Djedi avec ses 6 affluents.

1. 3.1. Réseau hydrographique

Le bassin hydrographique ou bassin versant, unité de toute étude hydrologique, se limite par les lignes de partage des eaux qui le séparent des bassins adjacents. Ces limites sont facilement réparables dans les régions où le relief est bien marqué, il n'en est pas de même dans les régions très plates où les eaux divaguent dans celles où les écoulements temporaires se perdent dans les sables ou dans les cuvettes

désertiques. Aussi, dans un bassin hydrographique, la topographie commande la trajectoire des écoulements et l'organisation du drainage ou réseau hydrographique. Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau, affluents et sous affluents permanents ou temporaires, par lesquels s'écoulent toutes les eaux de ruissellement et convergent vers un seul point de vidange du bassin versant (exutoire).

La figure II.1, illustre les limites du bassin versant du Zab Chergui et ses principaux cours d'eau.

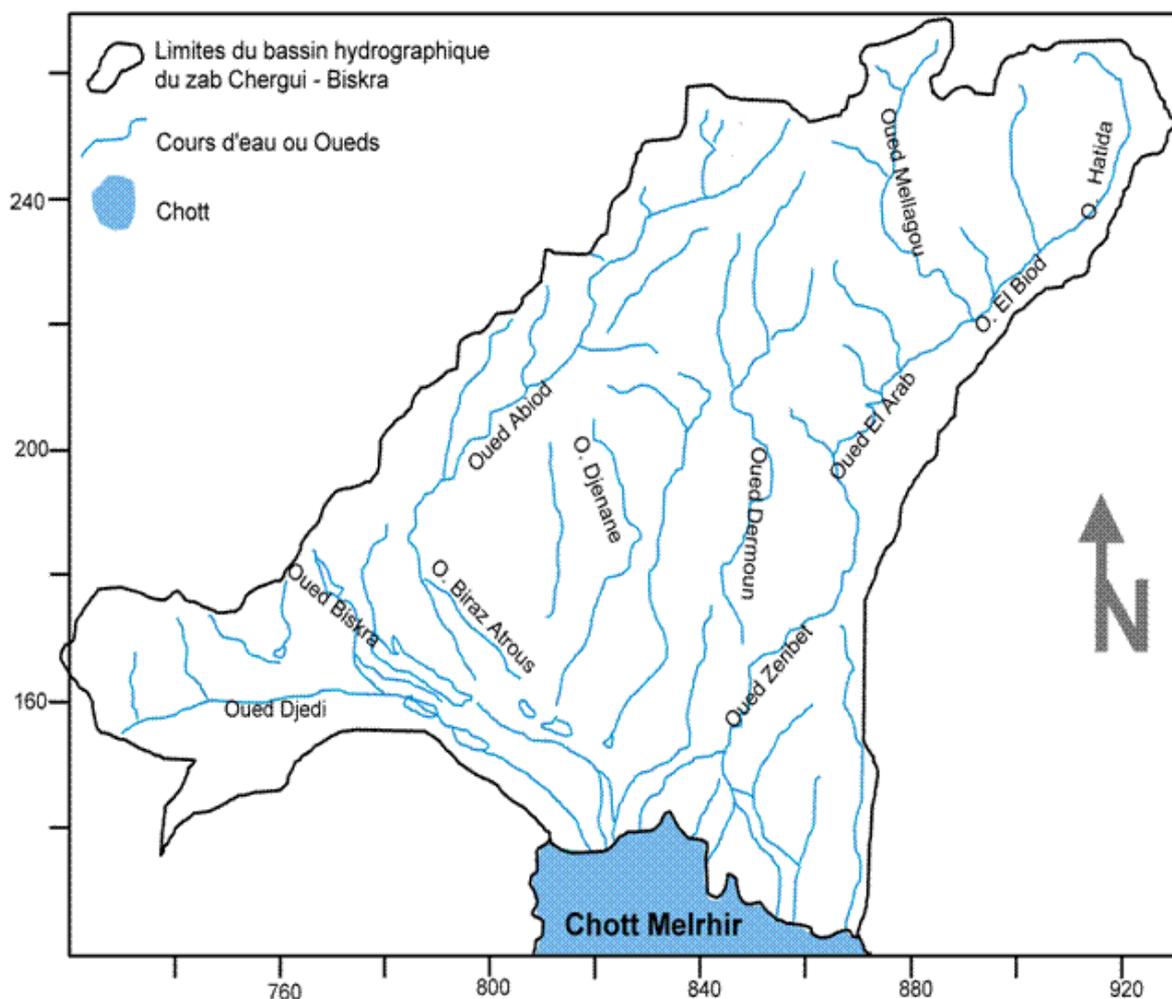


Fig. II.1 : Bassin hydrographique du Zab Chergui (source ABHS)

Dans la région des Ziban, du fait de l'aridité du climat, le réseau hydrographique est très développé dans la région dont les principaux oueds se résument dans ce qui suit.

L'Oued Biskra

Plus à l'Est l'Oued le plus important dans la région après l'Oued Djedi. Son bassin versant couvre une superficie de 2947 Km². Il collecte des affluents issus des

massifs des Aurès, notamment, Oued Branis et Oued El Hai. Il prend sa source dans les massifs des Aurès à une altitude qui dépasse les 2000 m. L'Oued Biskra présente, localement, un écoulement pérenne soutenu par les apports des sources qui sourdent à l'amont ainsi que les pompages. Il traverse la ville de Biskra pour se déverser dans le Chott Melghir. Il alimentait autrefois l'oasis de Biskra grâce aux crues relativement fréquentes en hiver (Nesson, 1978). Son réseau hydrographique est constitué par un grand nombre d'affluents et sous affluents, qui collectent les eaux de ruissellement venants du Sud-Ouest de l'Aurès. Il résulte de la jonction de deux affluents principaux : Oued El Hai et Oued Branis, qui drainent respectivement une superficie de 1788 et 906 km², dont la confluence donne naissance à Oued Biskra à une altitude de 200m (A.BOUMESSENEG, 2007).

L'Oued Djedi

L'Oued Djedi est le plus important du bassin de 500 km de longueur, il prend naissance à la confluence de deux oueds; Oued M'zi et Oued Messaad. Il à un régime temporaire et son lit ne présente qu'un écoulement superficiel pendant quelques jours par an. Ses affluents viennent du Nord et du Nord-Ouest et sont caractérisés par un régime d'écoulement temporaire.

Ses principaux affluents, d'amont en aval, sont :

- Oued Kharsa dont les réseaux descend des monts du Zab en recoupant les Djebel Groum El Kebch et Hamara et se disperse dans la plaine de Doucen où il est relié à Oued Doucen.

- Oued Doucen rejoint oued Djedi au sud de Lioua après avoir reçu sur sa rive gauche Oued El Ouzene qui draine le secteur oriental des monts du Zab ; les Djebels Aroussine et El Ksoum.

- L'oued El Hai prend son origine sur les flancs de d'Atlas Saharien, qui à son tour prend sa naissance du confluent des deux oueds : Oued Fedhala issue du djebel Ich Ali (1815m) et l'Oued Tilatou qui descend des monts de Bellezma (2091m) et coule dans la direction SE-NW.

Les cours d'eau alimentant Oued El Hai ont un caractère d'écoulement périodique et seul Oued El Hai demeure relativement permanent mais qui se perd par endroit dans les dépôts de sable et de graviers de son lit pendant les périodes d'étiages en

aval de la station d'El Kantara : il draine les massifs de Metlili, Mekrizane et Haouidja.

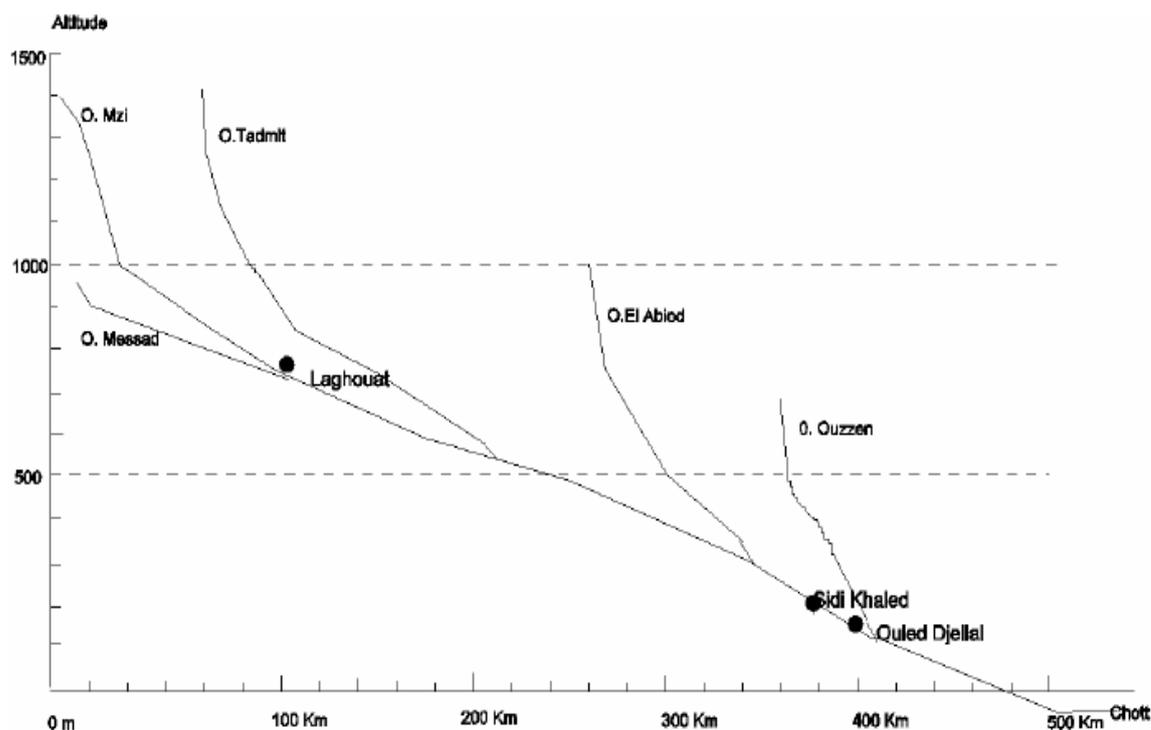


Fig. II.2 : Profil de l'Oued Djedi (Chabour, 2006).

Oued El Arab

Celui-ci résulte de la confluence de l'Oued Mellagou et de l'Oued El Abiod1 qui prennent leurs sources respectivement au Djebel Chélia et au Djebel Aïdel. Son tracé à l'Est, est la limite exacte du massif de l'Aurès qui le délimite des monts des Nememchas. Il draine pratiquement tout le flanc est du massif. La superficie de son bassin qui touche l'Aurès est d'environ 2500 Km². Il a un écoulement permanent qui a justifié d'ailleurs la construction du barrage de Babar et irrigue une série d'Oasis (Kheirane, Khanguet Sidi Nadji, Zeribet El-Oued).

Comme tous les oueds qui se dirigent vers le Sud, son débit diminue au fur et à mesure que nous nous dirigeons vers le Sud.

Tab. II.1 : Principaux oueds des Ziban (ANRH, 2008).

Oueds	Longueur (Km)	Apport Interannuel (m ³ /an)	Type d'écoulement
Oued DJEDI	380	32,70	Temporaire
Oued EL HAI	22,5	13,21	-
Oued LABIOD	80	11,20	Temporaire
Oued BISKRA	57	6,05	Pérenne

1. 3.2. Les Ecoulements

Dans la région des Ziban, les précipitations étant très faibles et mal réparties ; ce sont les crues locales ou régionales qui sont la cause principale de l'alimentation des nappes, surtout, superficielles. Les seuls cours d'eau qui provoquent un écoulement notable sont ceux de la rive gauche de la région d'étude qui descendent de l'Atlas saharien. Aussi, la puissance des crues diminue d'amont en aval du bassin. Ainsi la puissance des crues des affluents des cours d'eau inférieurs peut parfois décroître, suffisamment, pour que celles-ci soient entièrement absorbées avant leur arrivée au cours ou oued principal.

1.3.3. Les Apport des Crues

Le tableau II.2 donne le volume écoulé des principales crues des principaux Oueds.

Tab. II.2 : Apports et débits des principales crues du BV de chott Melrhir (ANRH).

Oued	Date de crue	Volume total écoulé pendant 24 h de crue (m ³)	Volume total écoulé en année moyenne (m ³).
El Abiod	04-sept-72	7992000	2917080000
	26-août-78	11318400	4131216000
	03-sept-79	12787200	4667328000
	25-juil-81	15396480	5619715200
	31-oct-82	20921760	7636442400
	29-août-84	11145600	4068144000
	10-oct-84	11029824	4025885760
El Hai	01-oct-69	25401600	9271584000
	29-sept-70	11845440	4323585600
	27-nov-71	11283840	4118601600
	01-juil-76	25401600	9271584000
	18-mai-77	23552640	8596713600
	02-sept-79	40348800	14727312000
	30-sept-86	12700800	4635792000
Djemorah	22-déc-81	8778240	3204057600
	25-juin-81	1722816	628827840
	31-oct-82	27198720	9927532800
	29-août-84	8888832	3244423680
	21-sept-89	7145280	2608027200
Mellegue	07-oct-95	11481324.48	4190683435
	21-août-97	13762656	5023369440
	21-sept-97	12133152	4428600480
	27-sept-01	10604736	3870728640
	23-sept-03	9084096	3315695040
Al Arab	04-sept-89	40435200	14758848000
	30-juin-91	32313600	11794464000
	30-sept-94	15189120	5544028800
	15-mars-96	16070400	5865696000
	21-août-97	12718080	4642099200

La plus forte crue enregistrée pour la période d'observation (1972-1997) a un volume écoulé de 40435200 m³ à Oued Al Arab, le 04/09/1989.

Ces données montrent que les crues n'affectent pas les différentes parties du bassin avec la même puissance. Pour exemple, la crue de 1982 est plus marquée au Sud-est du bassin qu'à la partie Sud-ouest. Au terme de débit la crue a écoulé une quantité de 314.80 m³/s qui correspond à une valeur de débit spécifique de 537.20 l/s/km² à l'oued Djemoura, l'Oued El Hai a écoulé une quantité de 147 m³/s avec un débit spécifique de 125.6 l/s/km² alors que l'Oued El Abiod a écoulé 242.15 m³/s avec un débit spécifique de 230.6l/s/km².

2 : BILAN HYDROLOGIQUE

2.1 : Evapotranspiration

L'évapotranspiration, phénomène physique, est la transformation de l'eau en vapeur d'eau. Il intervient à toutes les phases du cycle de l'eau ; pour son estimation nous nous sommes basés sur des mesures effectuées à la station de Biskra selon ONM durant la période de 1988-2010 (Tab. II.3).

Tab. II.3 : Evaporations moyennes à la station de Biskra (ONM).

Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
Eva.Moy	275.77	202.27	137.27	102.59	105.18	130.64	187.82	245.86	311.23	363.23	407.45	372.50
.Men.												

Pour ces années d'observation (1988-2010), on remarque que le maximum d'évapotranspiration a été enregistré au mois de juillet (407.45 mm) et le minimum, au mois de Décembre (102.59 mm) avec un total annuel de 2841.82 mm.

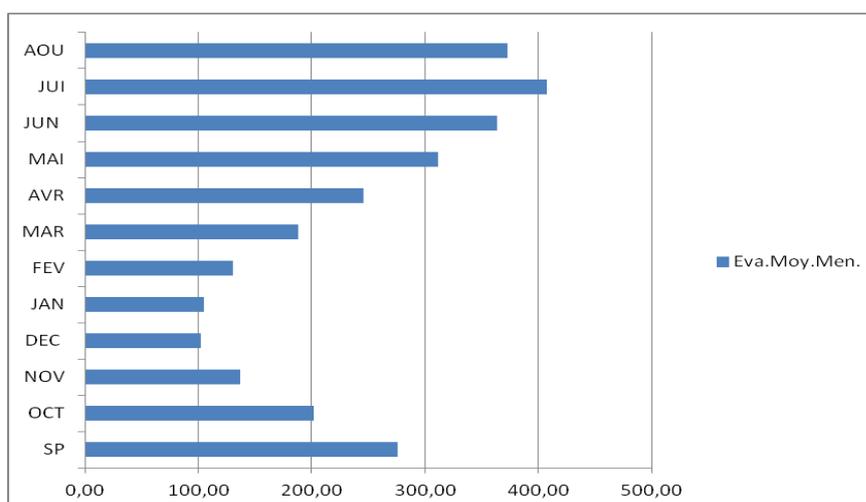


Fig. II.3 : Evaporations moyennes à la station de Biskra (ONM) (1988-2010).

2.2 : Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur limite de l'ETP est fonction de l'énergie disponible (Margat, 1997).

➤ Évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite

On utilise la méthode de C.W Thornthwaite pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP), Selon cette méthode, l'estimation de l'ETP s'effectue à l'aide d'une formule empirique permettant de calculer le pouvoir évaporant (en mm) pour chaque mois

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K \dots\dots\dots (05)$$

- ETP : évapotranspiration potentielle annuelle en mm,
- T : température moyenne mensuelle en °C,
- I : somme des indices thermiques mensuels i avec $i = (T/5)^{1.514}$
- K : facteur de correction mensuel, fonction de la durée de la journée,
- a : exposant climatique : $a = 0.016 I + 0.5$.

Les résultats de calcul sont présentés en annexe I.

➤ Estimation de l'ETP par la Formule de Sarlin (1970):

La formule de Sarlin est donnée par :

$$ETP = \frac{K}{100} * T(100 - e) \dots\dots\dots(06)$$

- Avec :
- ETP = évapotranspiration moyenne mensuelle en mm,
 - T : température moyenne mensuelle en °C,
 - e : humidité moyenne mensuelle,
 - K : un coefficient variant entre 3 et 12.

Comme, nous n'avons pas de données sur l'humidité pour toutes les stations, nous nous basons sur les données de la station d'ONM dans notre estimation de l'ETP.

Les résultats de cette estimation sont présentés dans le tableau II.4.

Tab. II.4 : Estimation de l'ETP par la Formule de Sarlin - Station de l'ONM.

mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
K	6	7	8	4	6	6	7	9	9	9	9	10
T	28.85	23.49	16.50	12.40	11.60	13.57	17.35	20.61	26.10	31.33	34.38	34.00
E	39.91	46.41	53.27	59.27	57.77	48.32	42.64	38.50	32.86	27.77	26.27	29.09
ETP	104.00	88.11	61.68	20.20	29.39	42.08	69.67	114.10	157.73	203.67	228.11	241.12

La valeur annuelle de l'ETP estimée pour cette station durant la période 1988-2010, est de 1359.86 mm avec un ETP moyen de 113.32 mm.

2.3 : Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) ou déficit d'écoulement

L'évapotranspiration réelle (ETR), souvent appelée déficit d'écoulement (DE), est définie comme étant la quantité d'eau évaporée ou transpirée effectivement par le sol, les végétaux et par les surfaces d'eau libre ; Elle dépend de l'aération et de la quantité d'eau disponible.

Pour l'estimation de l'ETR, nous avons utilisé plusieurs formules et méthodes qui utilisent la température et les précipitations dont celle de Turc, Coutagne, Wundt et Verdeil.

➤ **Formule de TURC**

Cette formule est applicable à tous les climats du globe. Elle fait intervenir les précipitations et les températures moyennes annuelles.

$$ETP_R = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}} \dots\dots\dots (7)$$

ETR : Evapotranspiration réelle ;

P : précipitation moyenne annuelle ;

L = 300 + a25T + 0.05T³ ;

T : température moyenne annuelle.

P = 132.71 mm ;

L = 1142.2 ;

T = 22.6°C.

L'application de cette formule permet d'avoir un ETR de 138.9 mm, ce qui représente 96% des précipitations.

➤ **Formule de Coutagne**

Elle tient compte de la pluviométrie et de la température également et elle à la forme suivante :-

$$D = P - \lambda P^2 \dots\dots\dots (08)$$

Avec $\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}$

λ : qui est un paramètre dépendant de la température ; Ou :

D : Déficit d'écoulement en (m/an) ;

P : précipitation moyenne annuelle en (m) = 0.1327

T : température moyenne annuelle en °C = 22.6 °C et λ = 0.25

Cette formule est valable pour P comprise entre $1/8\lambda$ et $1/2\lambda$, cette condition n'est pas vérifiée car, pour la station de Biskra la valeur de la précipitation P est inférieure à $1/8\lambda$ donc le déficit d'écoulement égal aux précipitations.

Tab. II.5 : résultats de calcul selon Coutagne.

P mm	T c°	D	Ecoulement et infiltration
132.71	22.6	132.71	0% P

➤ **Méthode de Wundt**

La valeur de l'ETR ou DE est déduite du digramme de Wundt qui tient compte de la température et de la précipitation moyenne annuelle, on obtient alors (Fig. II.5) ETR=200 mm, soit 150.70% des précipitations.

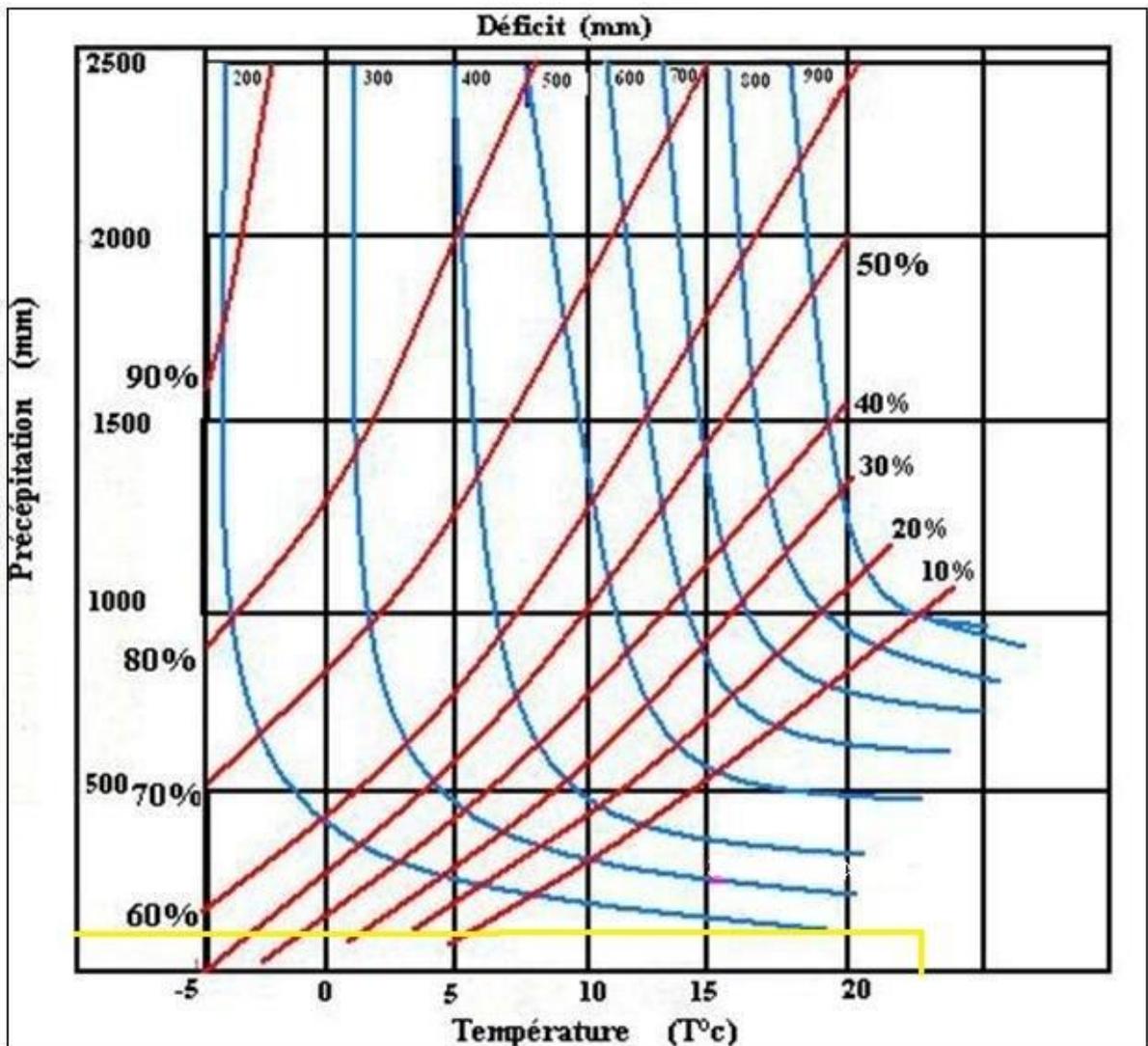


Fig. II.4 : Abaque de Wundt modifié par Coutagne.

d. Méthode de P. Verdeil

Verdeil a établi en Algérie un abaque pour déterminer le déficit d'écoulement (D) ; Cet auteur constate que l'étude des écoulements sur les cours d'eau maghrébins montre une relation quasi fonctionnelle entre le déficit d'écoulement et les précipitations, à condition que les pluies soient inférieures à 600mm. La valeur est obtenue directement de l'abaque de VERDEIL

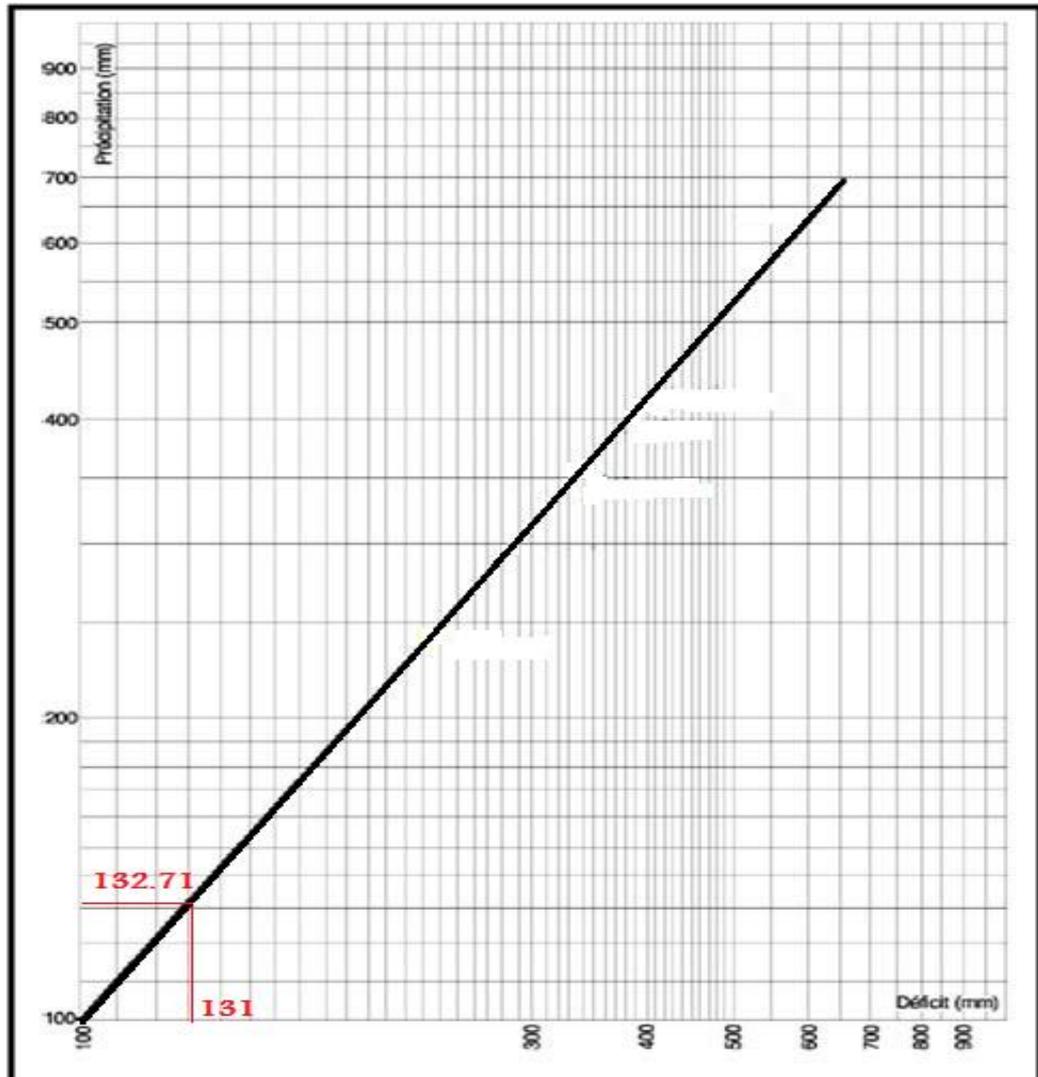


Fig. II.5 : Abaque de P.Verdiel (1988).

L'abaque de VERDIEL nous permet de déduire le déficit d'écoulement qui correspond en réalité à l'évapotranspiration réelle.

A partir des graphes de la figure II.5 on trouve que pour une précipitation de valeur de $P = 132.71mm$, on trouve : $ETR = D = 131 mm$.

Les résultats des calculs de l'évapotranspiration pour la période 1988-2010 à la station Biskra (ONM) sont présentée dans le tableau II.6. On trouve que les formules de Thornthwaite et Sarlin présentent la même allure de l'ETP.

Pour l'ETR, la formule de Turc et l'abaque de Verdeil donne presque la même valeur de déficit et une légère augmentation marquée par l'abaque de Wundt.

Tab. II.6 : Tableau récapitulation du calcul d'ETP et ETR par différentes méthodes.

	Thornthwaite	Turc	Sarlin	Coutagne	Wundt	Verdeil
ETP (mm)	1203.68	-	1359.86	-	-	-
ETR (mm)	-	138.9	-	N'est pas applicable P=D=132.71	200	131

2.2 : Calcul du Bilan Hydrologique selon THORNTHWAITE

Le bilan hydrologique permet de suivre, selon une méthode simple, l'état de la réserve en eau du sol (R.F.U. ou Réserve Facilement Utilisable) en tenant compte des besoins en eau de la culture et des apports naturels par les pluies ou par irrigation. Il permet donc de vérifier : -

- d'une part, que l'apport d'eau par irrigation est suffisant pour ne pas vider la RFU et donc provoquer un stress hydrique à la culture,
- d'autre part, que l'apport d'eau par irrigation n'est pas trop important (pour éviter de saturer le sol et provoquer des pertes d'eau par ruissellement).

Le bilan hydrologique est également un outil de gestion technique simple, qui permet d'analyser, l'ensemble des besoins et des apports. Il permet de conserver la trace des périodes déficitaires et des périodes excédentaires tout au long de la campagne. Son analyse, en fin de saison, quand on a connaissance des rendements, peut expliquer le fonctionnement des parcelles et les réactions des cultures aux divers événements climatiques.

Le calcul du bilan hydrologique permet de qualifier les transferts d'eau issues des précipitations et convient de caractériser un sol du point de vue sècheresse ou humidité.

À partir des données de pluies mensuelles et l'E.T.P calculée par la formule de Thornthwaite plusieurs cas peuvent être envisagés :

- Si $P > E.T.P$ donc l'E.T.R = E.T.P, il y a une quantité d'eau ($P - E.T.P$) qui va alimenter la réserve facilement utilisable jusqu'à son maximum.
- Si $P = E.T.P$, les précipitations sont suffisantes pour alimenter le sol mais il n'y aura pas de surplus pour alimenter le RFU.
- Si $P < E.T.P$, il y'aura épuisement des réserves, dans ce cas on aura un déficit du bilan ($E.T.P-E.T.R$), ou encore $E.T.P - P$ représentera la quantité d'eau qu'il faudra ajouter à l'E.T.R pour atteindre l'E.T.P.

Le bilan étant le résultat d'une balance entre les apports ou entrées et les dépenses ou sorties.

Ce bilan se calcul sur la base de la formule suivante :

$$P = ETR + R + I \dots\dots\dots (09)$$

Avec :

- P** : précipitation moyenne annuelle en mm
- ETR** : évapotranspiration réelle moyenne annuelle en mm
- R** : ruissellement moyen annuel en mm,
- I** : infiltration moyenne annuelle en mm

Pour établir le bilan hydrologique on admet que le sol a une quantité d'eau maximale. Thornthwaite suppose que le RFU est la quantité d'eau que le sol peut fournir en réserve.

❖ **La réserve facilement utilisable (RFU) :**

C'est la quantité d'eau du réservoir d'un sol pouvant être plus ou moins facilement utilisée par les racines d'une plante (Thornthwaite & Mather, 1957), variant au cours du temps en fonction des apports, et des pertes dues à l'ETR du couvert végétal (Jacquart & Choissnel, 1995).

Selon les terrains cette valeur peut être comprise entre 0 (RFU vide) et 300mm (RFU max). Dans le bassin méditerranéen la RFU moyenne est de l'ordre de 100mm. (THORNTHWAITE ,1948)

Richard en 1979 a proposé une formule pour le calcul de l'RFU suivante : -

$$RFU = (C - F /100)* h * D + 30 \text{ mm} \dots\dots\dots(10)$$

RFU : Réserve facilement utilisable en (mm)

C : Capacité de rétention aux champs

F : Capacité au point de flétrissement des plantes ; c'est la limite inférieure de l'eau absorbable par les plantes ;

h : Profondeur du sol en (mm) ;

D : Densité apparente du sol (Hallaire propose de prendre $D = 1$) ;

Les 30mm supplémentaires correspondent au déracinement capillaire.

La région est caractérisée par un sablo limoneux, on prend $H_e = 5\%$.

Hallaire propose que :- $C - F = 05\%$ pour un sol sablo. Limoneux, $C - F = 10\%$ pour un sol limoneux et $C - F = 20\%$ pour un sol argilo. Limoneux ;

Nous avons pris $C - F = 05\%$ et nous avons pris $h = 100$ mm (profondeur moyenne d'enracinement des cultures de la région).

RFU calculée donne une valeur égale à 30.5 mm

❖ **Le déficit agricole (DA)** : Représente sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux cultures (par l'irrigation) pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse. Il est donné par l'expression :

$$DA = ETP - ETR. \dots\dots\dots (11)$$

❖ **L'excédent (Exc.)** : est la quantité d'eau pouvant s'écouler lorsque l'ETP et RFU sont satisfaites. Il correspond au surplus d'eau destinée à l'alimentation de l'infiltration et le ruissellement de surface.

Les résultats de l'application de la formule de Thornthwaite sont représentés dans les tableaux 7, 8, 9, 10, 11 et 12 pour les six stations.

• **Station de Biskra (ONM)**

Tab. II.7 : Bilan Hydrologique Selon THORNTHWAITE - Station de Biskra (ONM).

Mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	ANNEE
P	14.79	10.47	16.67	12.02	21.81	9.99	14.15	14.62	9.52	3.73	0.80	4.35	132,92
ETP	137.27	78.50	29.55	13.91	12.71	18.18	39.97	64.86	126.56	198.72	252.97	230.47	1203,67
P-ETP	-122.49	-68.03	-12.87	-1.90	9.10	-8.18	-25.83	-50.25	-117.04	-194.99	-252.17	-226.12	-1070,75
RFU	0	0	0	0	9.1	0	0	0	0	0	0	0	9,1
ETR	14.79	10.47	16.67	12.02	12.71	9.99	14.15	14.62	9.52	3.73	0.8	4.35	123,82
Da	122.48	68.03	12.88	1.89	0.00	8.19	25.82	50.24	117.04	194.99	252.17	226.12	1079,85
EXC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		9,1

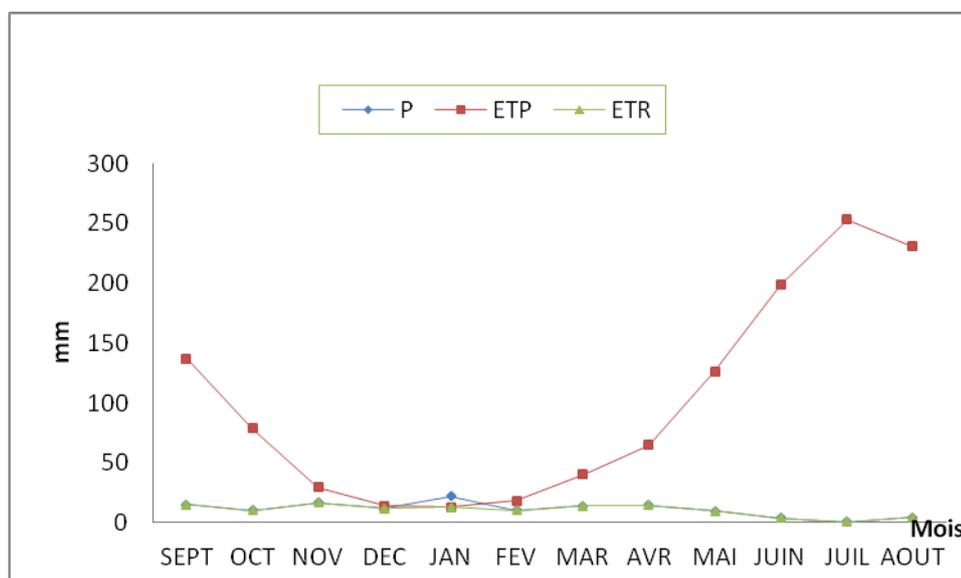


Fig. II.6 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Biskra (ONM).

Pour la station d'ONM (Tableau II.7), Le déficit agricole atteint la valeur de 123.82 mm/an, représentant ainsi 825.87% des précipitations et s'étale sur toute l'année sauf le mois de Janvier où la réserve du sol (RFU), commence à se reconstituer pour atteindre une valeur de 9.1 et à partir du mois de février elle se vide. L'écoulement est nul durant toute l'année. Pour cette station et pour qu'il y ait un écoulement, il faut que les précipitations annuelles dépassent le seuil de 1000 mm/an.

- **Station de Tiferfer**

Tab. II.8 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Tiferfer.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOÛT	ANNEE
P	25.91	13.02	12.38	14.01	14.46	12.26	13.63	15.06	11.52	9.82	4.46	14.90	161,44
ETP	135.73	77.42	28.97	13.55	12.36	17.74	39.23	63.85	124.99	196.67	250.59	228.28	1189,38
P-ETP	-	-	-	0.46	2.11	-5.48	-	-	-	-	-	-	-
RFU	0	0	0	0.46	2.11	0	0	0	0	0	0	0	2,57
ETR	25.91	13.02	12.38	13.55	12.36	12.26	13.63	15.06	11.52	9.82	4.46	14.90	158,87
DA	109.82	64.39	16.59	0	0	5.48	25.59	48.79	113.47	186.85	246.13	213.38	1030,51
Exc	0	0	0	0	0.46	2.11	0	0	0	0	0	0	2,57

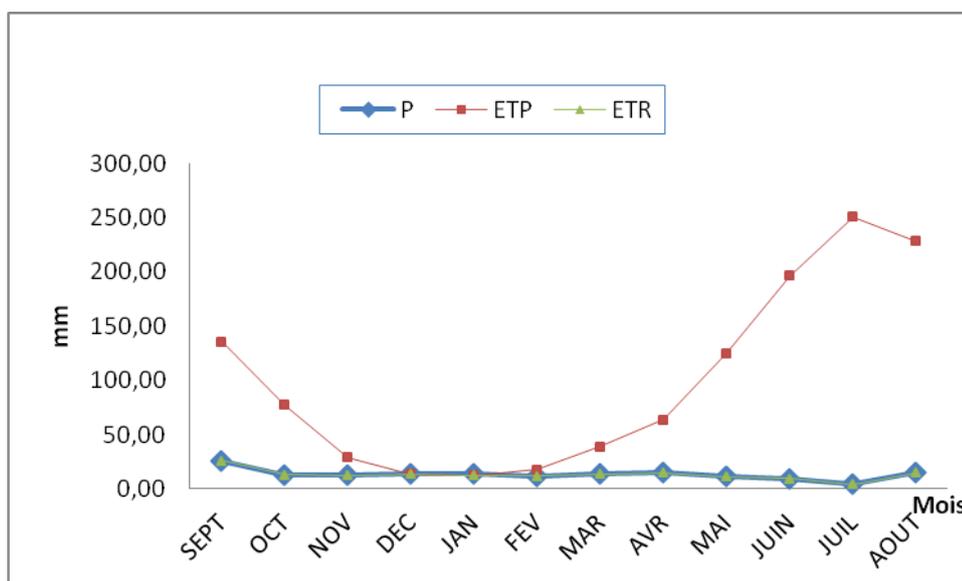


Fig. II.7 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Tiferfer.

A la station de Tiferfer, le déficit agricole a atteint la valeur de 1030.51 mm/an (Tableau II.8) et dure du mois de février au mois de novembre. La réserve du sol (RFU), commence à se reconstituer à partir du mois de décembre au mois de Janvier et reste vide le reste de l'année. Le bilan était excédentaire, où s'est produit des écoulements pendant les mois de Janvier et février.

- **Station de M'Ziraa**

Tab. II.9 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de M'Ziraa.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOÛT	AN
P	7.73	5.57	4.07	5.14	9.32	16.42	9.74	4.59	1.96	2.72	0.21	0.43	67,90
ETP	137.32	78.53	29.59	13.94	12.74	18.20	40.03	64.91	126.62	198.85	253.02	230.56	1204,32
P-ETP	-	-	-	-8.80	-3.41	-1.78	30.29	60.32	124.66	196.12	252.81	230.13	1136,42
RFU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00
ETR	7.73	5.57	4.07	5.14	9.32	16.42	9.74	4.59	1.96	2.72	0.21	0.43	67,90
DA	129.59	72.96	25.52	8.80	3.41	1.78	30.29	60.32	124.66	196.13	252.81	230.13	1136,42
Exc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00

En revanche, la station M'Ziraa, présente un bilan déficitaire (Tableau II.9). Avec un déficit agricole qui affiche une valeur de 1136.42mm/an. Ce qui représente un pourcentage de 1673.66% de la valeur des précipitations. Ce déficit s'étale durant toute l'année.

Les réserves du sol (RFU) sont totalement à sec, l'écoulement est nul durant toute l'année.

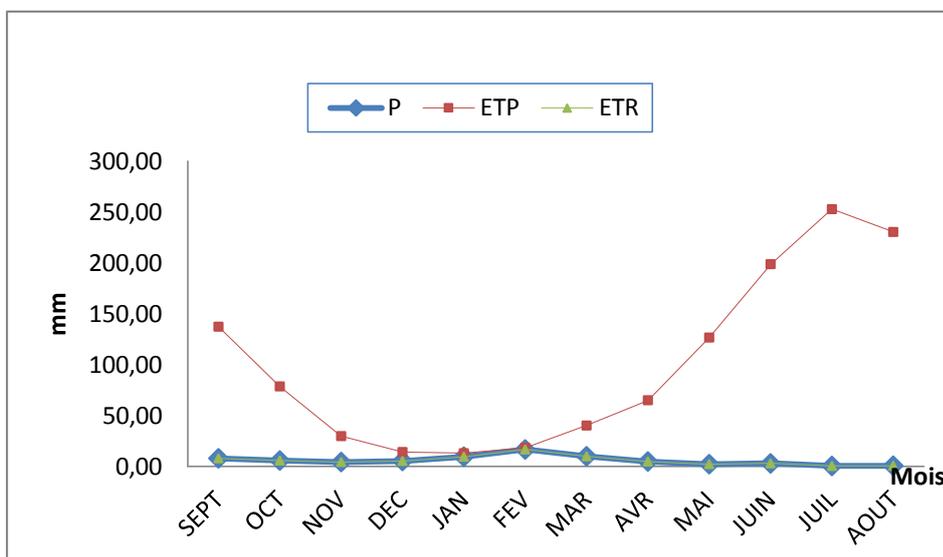


Fig. II.8 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de M'Ziraa.

- **Station de Biskra ANRH**

Tab. II.10 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Biskra ANRH.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOÛT	ANNEE
P	17.50	11.02	17.37	13.24	24.47	10.12	13.94	18.53	7.32	3.87	0.32	1.57	139,26
ETP	135.61	77.34	28.92	13.52	12.33	17.71	39.17	63.77	124.87	196.51	250.41	228.11	1188,30
P-ETP	-118.12	-66.32	-11.56	-0.28	12.14	-7.59	-25.23	-45.24	-117.55	-192.65	-250.09	-226.55	-1049,04
RFU	0	0	0	0	12.14	0	0	0	0	0	0	0	12,14
ETR	17.5	11.02	17.37	13.24	12.33	10.12	13.94	18.53	7.32	3.87	0.32	1.57	127,13
DA	118.11	66.32	11.55	0.28	0.00	7.59	25.23	45.24	117.55	192.64	250.09	226.54	1061,17
Exc	0	0.00	0.00	0.00	0.00	12.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12,14

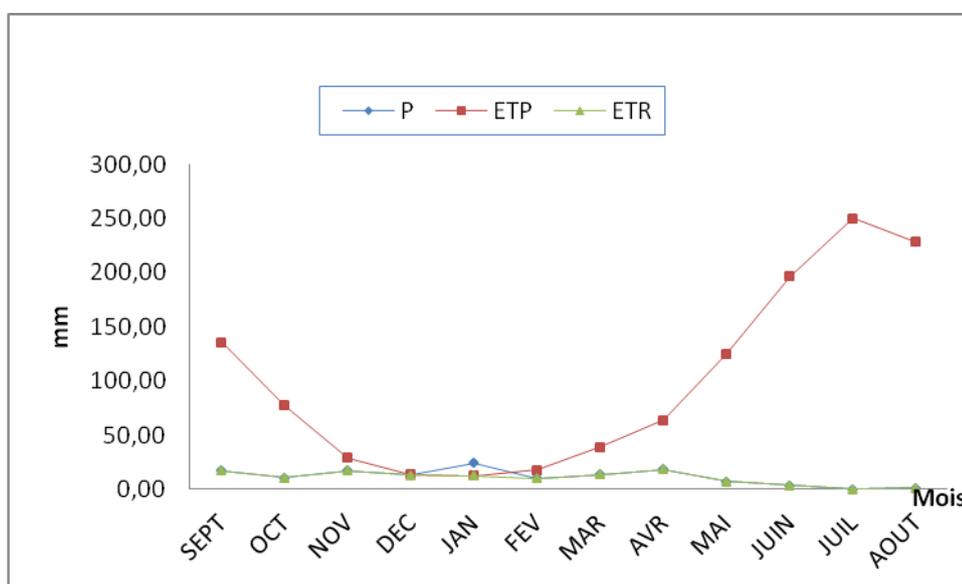


Fig. II.9 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station de Biskra ANRH.

A la station de Biskra ANRH, nous constatons que les précipitations sont toujours inférieures à l'ETP ce qui conduit à un déficit couvrant toute l'année (à l'exception du mois de janvier). La réserve utile du sol n'atteint jamais son maximum qui est de 100mm telle que suggérée par Thornthwaite dans sa formulation. Ce déséquilibre entre les précipitations et l'évaporation montre la nécessité d'une irrigation importante pour l'agriculture utilisant les eaux souterraines.

• **Station de T'Kout**

Tab. II.11 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de T'Kout.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
P	44.12	23.16	26.07	29.99	20.92	22.82	28.54	31.21	28.62	23.47	12.97	19.96	311,85
ETP	136.86	78.23	29.39	13.82	12.62	18.06	39.78	64.59	126.14	198.18	252.34	229.98	1199,90
P-ETP	-92.74	-55.05	-3.32	16.17	8.30	4.76	-11.24	-33.38	-97.52	-174.71	-239.37	-209.93	-888,03
RFU	0	0	0	16.17	8.30	4.76	0	0	0	0	0	0	29,23
ETR	44.12	23.16	26.07	13.82	12.62	18.06	28.54	31.21	28.62	23.47	12.97	19.96	282,62
DA	92.74	55.07	3.32	0	0	0	11.24	33.38	97.52	174.71	239.37	209.93	917,28
Exc	0	0	0	0	16.17	8.30	4.76	0	0	0	0	0	29,23

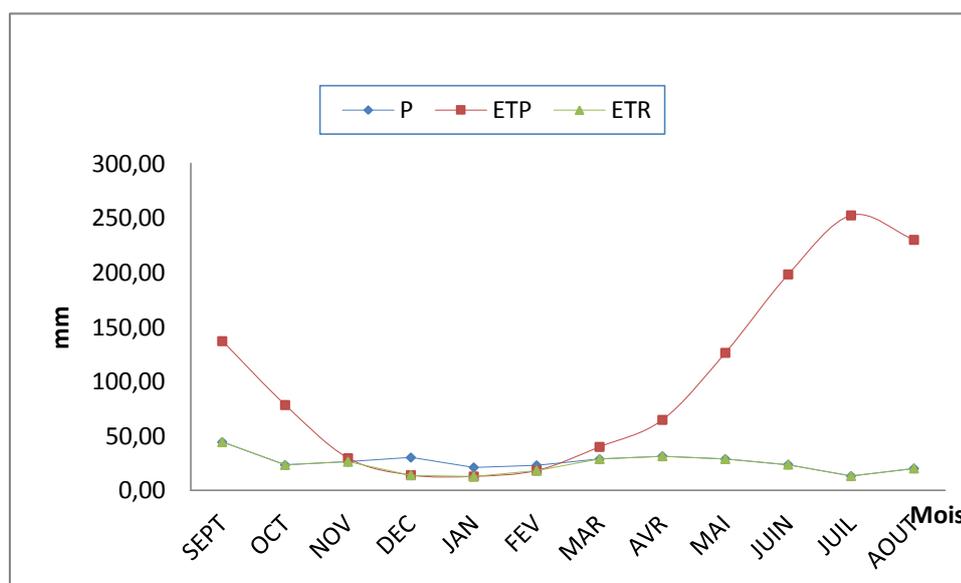


Fig. II.10 : Représentation graphique du bilan hydrologique de la station T'Kout.

Pour la station de T’kout nous constatons que les précipitations sont inférieure à l’évapotranspiration (P>E.T.P). (Tab. II.11).

La réserve facilement utilisable (R.F.U) égale à 29.24 mm/an.

Nous enregistrons un déficit agricole durant les mois de Décembre, Janvier et février avec une valeur de 917.23 mm/an

L’écoulement est nul durant toute l’année mis à part les mois de Février, Mars et Avril.

• **Station de Foum El Ghorza**

Tab. II.12 : Bilan hydrologique Selon THORNTHWAITE Station de Foum El Ghorza.

MOIS	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
P	15.44	10.83	15.65	12.70	16.99	9.87	11.29	10.11	5.68	2.29	0.16	1.21	112,21
ETP	136.85	78.21	29.39	13.81	12.61	18.06	39.77	64.57	126.13	198.16	252.33	229.88	1199,79
P-ETP	-121.42	-67.38	-13.73	-1.11	4.37	-8.19	-28.48	-54.48	-120.45	-195.87	-252.16	-228.67	-1087,58
RFU	0	0	0	0	4.37	0	0	0	0	0	0	0	4,37
ETR	15.44	10.83	15.65	12.7	12.61	9.87	11.29	10.11	5.68	2.29	0.16	1.21	107,84
DA	121.42	67.38	13.73	1.11	0.0036	8.19	28.48	54.48	120.45	195.87	252.16	228.67	1091,95
Exc	0	0.00	0.00	0.00	0.00	4.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4,37

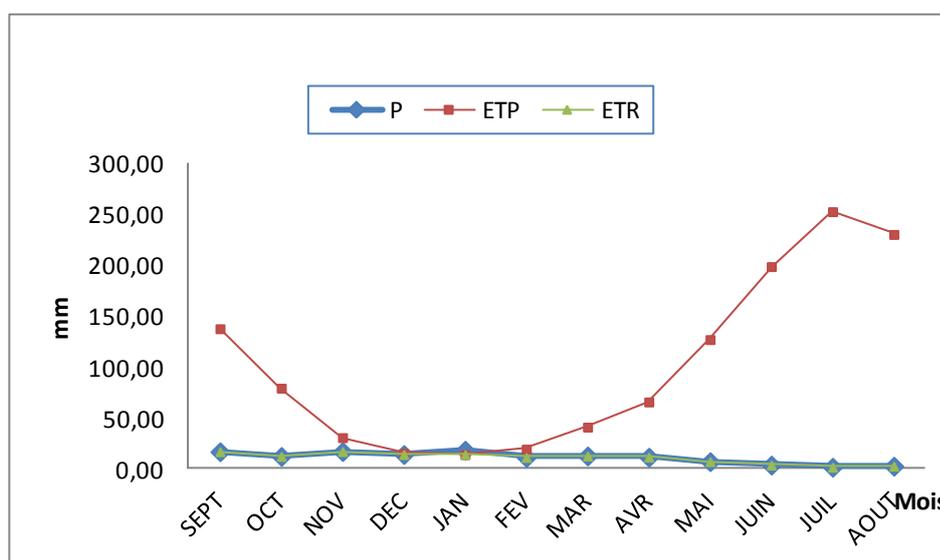


Fig. II.11: Représentation graphique du bilan hydrologique de la station Foum El Ghorza.

A la station de Foum El Ghorza on constate que le terme évaporation est largement supérieur aux précipitations, ce qui a provoqué un déficit agricole égal à 1099.95mm/an. Et une réserve égale à 4.37 mm/an enregistré au mois de Janvier.

En comparant, les six stations, on remarquer que le bilan hydrologique est déficitaire sur tout le bassin.

2.3 : Le Ruissellement

Le ruissellement est l'écoulement instantané et temporaire des eaux sur un versant donné, à la suite d'une averse.

D'après la formule de TIXRONT-BERKALOF, le ruissellement peut être calculé à partir de la formule suivante :

$$R = P^3 / 3 (ETP)^2 \quad \text{pour : } P < 600 \text{ mm} \dots\dots\dots (12)$$

Avec P : Précipitation moyenne annuelle, en mm 132.71 mm
ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle, en mm 1203.68 mm
R : Ruissellement, en mm Pour la station de Biskra (ONM).

On appliquant la formule 12, la valeur du ruissellement égale à **R=0.54 mm/an.**

2.4 : L'Infiltration

La disponibilité des différents facteurs régissant l'équation du bilan hydrologique nous permet de déterminer l'infiltration efficace :

$$P = ETR + R + I \dots\dots\dots(14)$$

Avec : P : Précipitation moyenne annuelle, en mm 132.71
ETR : Evapotranspiration réelle annuelle, en mm 179.6 mm
R : Ruissellement annuel, en mm 0.54 mm/an
I : Infiltration efficace moyenne annuelle, en mm
L'infiltration : $I = P - (R + ETR) = 47.47 \text{ mm/an.}$

CONCLUSION

Le bassin versant de Chott Melghir couvre une superficie de 68750 Km². Il draine un important réseau hydrographique dont l'écoulement est considérable lors des crues. Les oueds les plus importants sont l'oued Djedi avec une longueur de 500 Km et l'oued Biskra qui draine les eaux des massifs aurésiens.

Nous pouvons noter que seule les pluies orageuses de forte intensité et qui restent exceptionnelles et très rares dans la région de Biskra contribuent à l'alimentation des nappes, tandis que les pluies de faible intensité ne jouent aucun un rôle important dans l'alimentation des nappes, et une forte proportion des eaux précipitées est reprise par l'évaporation.

L'estimation des paramètres constituant le bilan hydrologique, nous a permis, d'après la formule de Thornthwaite, de faire ressortir les résultats suivants :

- Une RFU (réserve facilement utilisable) de 29.23 mm à la station de T'kout, 12.14 au niveau de la station de ANRH et 0 mm à la station de M'ziraa. Pour le reste des stations sa valeur est inférieure à 10 mm.
- L'évapotranspiration est très élevée, accentuée surtout par les vents, variante selon les méthodes d'estimations ; toutefois le bilan hydrologique de Thornthwaite fait ressortir un déficit pluviométrique qui varie de 917.27 mm/an à la station de T'kout à 1204.32 mm/an à la station de M'ziraa ; le bilan est, en générale, déficitaire sur la région d'étude.
- Un ruissellement minime ou négligeable
- Une infiltration de quantité d'eau estimée à 47.47 mm/an

Enfin, tous ces facteurs caractérisent une forte aridité et un régime saharien du Zab Chergui.

CHAPITRE III
CADRE GEOLOGIQUE

L'étude géologique constitue la base de toute étude hydrogéologique et / ou hydrochimique car elle nous renseigne sur la nature et la disposition des différentes formations présentes dans une région donnée (lithologie et structure). Elle aide à la connaissance et la détermination du système aquifère présent et joue un rôle primordial sur la qualité des eaux suite aux différents processus hydrochimiques qui s'opèrent principalement dans les aquifères. Du fait nous donnerons dans qui se suit une synthèse des principaux travaux réalisés dans la région d'étude - Zab Chergui - dans son cadre régional celui de la cuvette du Bas Sahara Septentrional.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Les zibans et leurs régions limitrophes ont fait l'objet de nombreuses études géologiques dont les plus importantes sont celles de Laffitte, (1939), Gousskov (1964), Busson (1970), Guiraud (1973 et 1990), Cornée(1989) et Chebbah (2007). La synthèse de ces travaux nous permet de donner une idée plus claire sur la géologie de cette région qui représente un pays de transition sédimentaire que structurale entre deux domaines très contrastés de l'Algérie ; au Nord un pays montagneux : les Aurès (Atlas saharien) et au Sud un pays plat effondré : le domaine saharien. Le passage entre ces deux domaines distincts se fait par l'intermédiaire d'un ensemble de flexures, de plis-failles et de failles d'orientation grossièrement Est-Ouest appelé "accident ou flexure sud atlasique". Du fait, la région des zibans est prise au sens large du terme, car elle forme une zone de transition progressive entre le domaine atlasique et le domaine saharien septentrional où la continuité géologique de part et d'autre de l'accident sud atlasique est vérifiée entre Branis et Chetma (Chebbah, 2007).

Du point de vue géologique, la région est caractérisée par la superposition de deux ensembles litho-stratigraphiques discordants. A la base, un ensemble anté-néogène, essentiellement céno-mésozoïque, sur lequel repose en discordance un ensemble Néogène principalement Mio-pliocène avec au sommet, les formations récentes du Quaternaire.

1. LES FORMATIONS ANTE-NEOGENES (substratum)

Le substratum sur lequel repose les formations néogènes (Mio-pliocène) de la région des zibans est formé de dépôts mésozoïques et paléogènes. Ces dépôts sont bien représentés sur le flanc sud des Aurès (domaine atlasique) et la marge septentrionale de la plate forme saharienne (domaine saharien). La synthèse des travaux des précurseurs nous permet de donner en détail, la succession de ces dépôts depuis le Trias jusqu'à l'Oligocène de part et d'autre de l'accident sud atlasique.

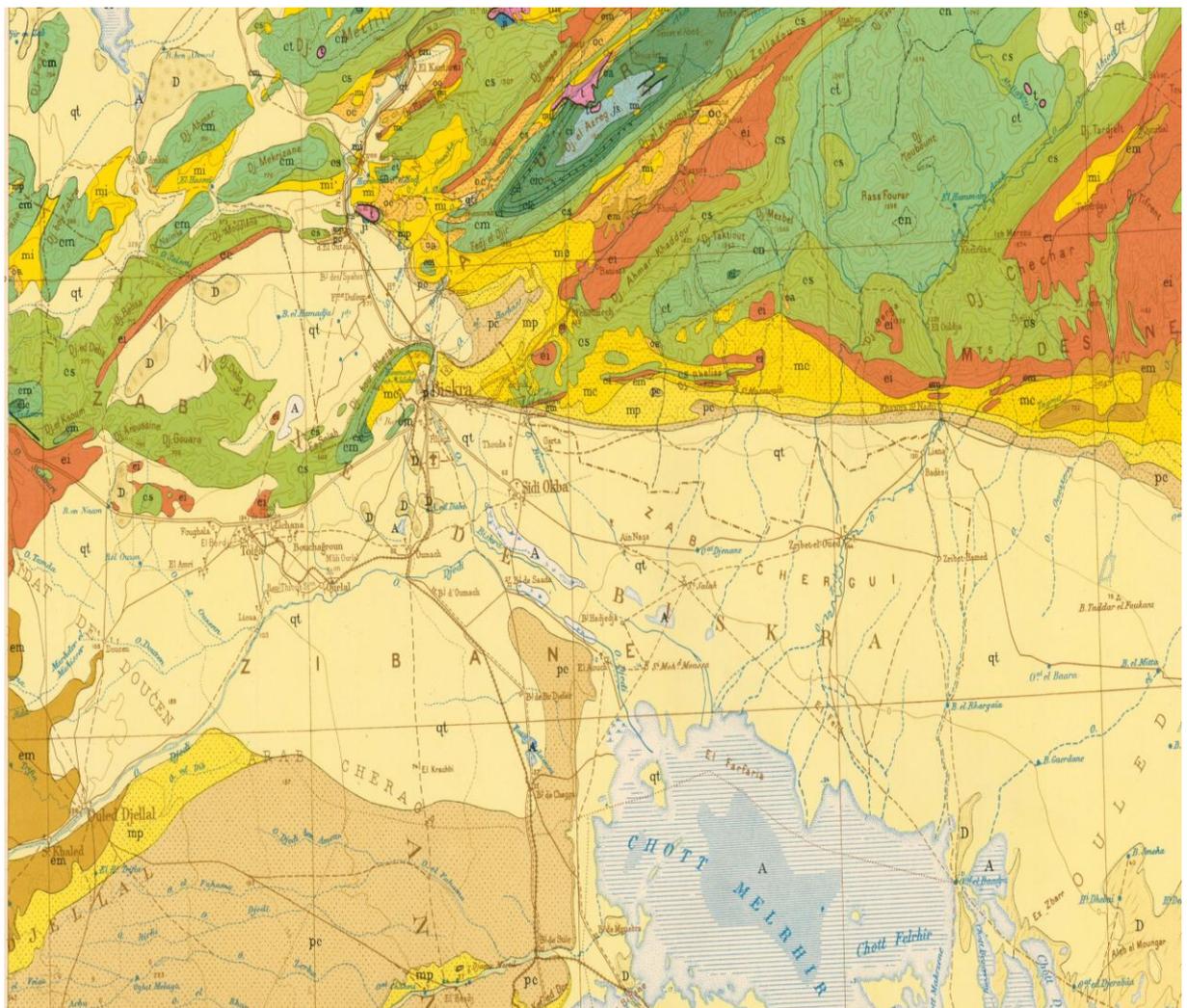


Fig. III.1: Extrait de la carte géologique du Nord de l'Algérie au 1/500 000.

qt : Quaternaire, pc : Pliocène continental, mp : Mio-pliocène indifférencié, mc : Miocène continental, mi : Miocène inférieur, Oc : Oligocène, em : Eocène moyen, ei : Eocène inférieur, CS : Crétacé supérieur, Cn : Crétacé néritique, Ci : Crétacé inférieur, Js : Juracique, t : Trias.

1.1. Le Mésozoïque

Dans la région d'étude, le mésozoïque forme les principaux reliefs du massif des Aurès alors qu'il est en profondeur sur l'ensemble de la plate forme saharienne et n'est atteint que par les profonds sondages pétroliers. Dans sa grande partie, il est formé de formations crétacées dominées par des dépôts argileux et carbonatés.

Le Trias

Le Trias correspond aux plus anciennes formations reconnues dans la région. On le retrouve en position stratigraphique anormale ou sous forme d'injections de diapirs dans les formations encaissantes à la faveur des cassures. Il est, surtout, formé d'argiles bariolées salifères contenant des cristaux de gypse, d'anhydrite, d'aragonite de quartz et englobant des amas ou morceaux de diverses roches formant l'ensemble de la couverture post-triasique.

En affleurement, on le rencontre que dans le domaine atlasique dans la région d'El Outaya où il est représenté par le dôme de sels de Dj. El Melah et qui s'associe à des lambeaux dolomitiques du Lias ou encore en petits affleurements d'argiles bariolées.

Sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, le Trias se trouve en profondeur ; il est formé à sa base d'une épaisse formation gréso-argileuse (+ 400 m d'épaisseur) surmontée d'évaporites (sel massif et anhydrite), d'argiles et de carbonates qu'on appelle "le salifère principal".

Le Jurassique

a- Le Lias

Sur le flanc sud des Aurès, le Lias est inconnu en position normale comme le Trias ; il se rencontre surtout, emballé dans ce dernier sous forme de lambeaux constitués d'argiles schisteuses ou de dolomies. Par contre sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, il est formé de carbonates (calcaires et dolomies) qui se chargent, en allant vers le Sud, en sulfates (essentiellement en anhydrite).

b- Le Kimméridgien

Le Kimméridgien, représente les formations les plus anciennes reconnues en position normale dans le massif de l'Aurès et se trouve bien développé dans l'anticlinal de Dj El Azereg. Il est scindé en de deux ensembles bien distincts avec :

- Un ensemble carbonaté à la base, d'une épaisseur de 250 à 300 m. Il est formé à la base de calcaires marneux, de marnes jaunâtres et de calcaires multicolores à intercalations de marnes rouges surmontés par des calcaires, des marnes et des calcaires bréchoides (à éléments grossiers) fossilifères (débris de crinoïdes, d'échinides et de bryozoaires). Ensuite viennent des conglomérats contenant des intercalations de marnes à débris d'organismes. Cet ensemble se termine par une alternance de calcaires et de marnes.

- Un ensemble marneux au sommet, d'une épaisseur d'environ 400 m, dans lequel se manifestent dans sa partie médiane des intercalations de calcaires marneux.

c- le Portlandien et le Berriasien

Dans le domaine atlasique, cet ensemble, d'une épaisseur de 250 à 300 m, est représenté par des dolomies non fossilifères à rares passées de calcaires et de marnes.

Au-delà de l'accident sud atlasique, sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, le Portlandien et le Berriasien ne sont connus qu'au Sud tunisien.

Le Crétacé

Dans les formations crétacées, deux séries s'individualisent : à la base une série gréseuse qui date du Crétacé inférieur (Berriasien - Albien) et au sommet une série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens – Maestrichtien).

a- Le Crétacé inférieur

a₁- Le Valanginien

Le Valanginien ne se rencontre qu'au nord de la région d'étude (centre du massif de l'Aurès - Dj El Ezreg) car au-delà de la l'accident sud atlasique, il n'est connu que dans le Sahara tunisien où il est représenté par un faciès lagunaire.

Dans le massif de l'Aurès, d'une épaisseur de 150 à 200 mètres, Il est constitué d'argiles blanches ou jaunes verdâtres à ammonites auxquelles se superpose une alternance de marnes, de grés et des quartzites à bélemnites.

a₂- L'Hauterivien

On différencie deux ensembles dans l'Hauterivien : un ensemble calcaro-gréseux caractérisé par des calcaires à algues et un ensemble gréseux dolomitique peu

fossilifère présentant des variations de faciès latérale que verticale importantes. Son épaisseur atteint les 450 mètres.

a₃- Le Barrémien

Le Barrémien est largement répandue dans la région d'étude (DJ. El Azreg, Chaîne de Rhélliss,...). Il est constitué de grés, de calcaires, de marnes gréseuses et de dolomies massives, avec par endroits des calcaires marneux ou gréseux. Son épaisseur diminue du Sud (400 m) au Nord (250 m), et près de la ville de Biskra (Dj. Bou Rhezal), il n'est représenté que par quelques mètres d'argiles rouges à bois fossiles.

a₄- L'Aptien

L'Aptien se trouve dans tous les grands anticlinaux des Aurès (DJ. El Ezreg, Bou Rhezal,,,,). Il est formé d'une alternance de marnes à ammonites, de calcaires marneux, de, de calcaires parfois gréseux à orbitolines ou polypiers. En allant vers de Sud, le caractère gréseux des faciès s'accroît et seul l'Aptien supérieur est présent. Son épaisseur atteint les 250 m.

Sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, il est constitué de calcaires et dolomies à orbitolines avec des intercalations argileuses au sommet ; en allant vers le Sud, les argiles qui prennent de l'importance dans la série et son épaisseur est est d'environ 100 m, L'ensemble de ces formations forment ce qu'on appelle la Barre aptienne.

a₅- L'Albien

L'Albien est, aussi, très répandu dans la région d'étude. Dans les Aurès, Il se présente sous deux ensembles ou faciès bien distincts :

- Un ensemble marno-gréseux à la base formé d'une alternance de grés et de marnes qui passent à des argiles bariolées et des grés rouges au SW du massif. Son épaisseur est de 150 à 200 m
- Un ensemble carbonaté au sommet constitué par des calcaires à céphalopodes ou de marnes gréseuses passant à des calcaires à algues et orbitolines au SW.

Il est à noter que sur les confins atlasiques (flancs sud), l'Albien présente une évolution progressive entre un faciès argilo-carbonaté à l'Est et un faciès gréseux à l'Ouest. A l'Est, d'une épaisseur de 160 m, il est formé de calcaires, de grés fins micacés et d'argiles noires ; par contre à l'Ouest, d'environ 100 m d'épaisseur, il est

constitué de grés fins sableux et de dolomies. Plus au Sud (Sahara septentrional), le faciès gréseux est représenté par des grés et des sables fins à très fins passant à des argiles multicolores admettant à leur sommet des passages dolomitiques. Par contre le faciès argilo-carbonaté est formé de calcaires dolomitiques, de calcaires marneux et de dolomies localement argileux et à anhydrite fossilifères à mollusques et gastéropodes et dans lequel on a une diminution progressive des carbonates est enregistrée. Son épaisseur diminue en allant vers le Sud.

b- Le Crétacé supérieur

Le crétacé supérieur forme l'essentiel des formations mésozoïques dans la région. Il est bien développé dans le massif de l'Aurès et le Sahara septentrional. Il présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseur et un développement marqué de carbonates aux dépens des marnes du Nord au Sud.

b₁- Le Cénomanién

Il est représenté par une épaisse série marno-calcaire à sa base et marneuse à son sommet. Sur le flanc sud des Aurès, il est formé de marnes à ammonites et des calcaires à ostracées, huîtres et polypiers ou d'une alternance de marnes et de calcaires à ostracées et radiolites avec à leur sommet des bancs gypseux. Son épaisseur est d'environ 200 m.

Sur la marge septentrionale du Bas Sahara, le Cénomanién, d'une épaisseur de 450 à 500 m, est constitué de calcaires bioclastiques, de marnes grises ou noires à l'Est (Negrine) et de marnes pélitiques, de calcaires argileux, de dolomies surmontés d'une alternance d'anhydrite, de calcaires argileux et de marnes à l'Ouest (Ouled Djellal). Plus au Sud, deux ensembles se distinguent et se prolongent jusqu'aux confins tunisiens ; un ensemble inférieur, de 50 à 60 m, formée de marnes dolomitiques grises à intercalations d'anhydrites, de calcaires marneux ou dolomitiques, de dolomies et d'argiles beiges et un ensemble supérieur, de 120 à 135 m, formée d'argiles grises ou vertes, de marnes grises, de calcaires dolomitiques et de dolomies; cet ensemble est riche en sulfate (surtout de l'anhydrite).

b₂- Le Turonien

Dans tout le massif de l'Aurès et sa périphérie, le Turonien occupe les plus larges affleurements parmi tous ceux du mésozoïque. Dans les zones périphériques, il est

formé de calcaires à rudistes, polypiers et algues calcaires (100 à 300 m), alors que dans les zones centrales, il est surtout formé de marnes et de calcaires à céphalopodes et échinidés. Son épaisseur est de 600 à 800 m.

Sur le flanc sud des Aurès, il est formé de calcaires, de calcaires marneux ou dolomitiques et des marnes et gypses au sommet. Sur la marge septentrionale du Bas Sahara, il est constitué de calcaires, de marnes grises à blanches à l'Est et de dolomies, de calcaires dolomitiques et de marnes blanches des bancs d'anhydrite à l'Ouest. Plus au Sud (Bas Sahara), il est formé d'une barre carbonatée, d'environ 100 m d'épaisseur, ce qu'on appelle " Barre turonienne " où s'alternent des calcaires et des dolomies.

b₃- Le Sénonien

Le Sénonien est très répandu dans la région. Il est formé d'une épaisse série marine marno-calcaire d'une épaisseur de 1500 à 2000 m qui se réduit du Nord vers le Sud.

Sur le flanc sud des Aurès, il est formé de marnes noires et des calcaires crayeux ou de calcaires massifs ou bréchoides à radiolaries surmontés d'une alternance de marnes et de calcaires argileux jaunes verdâtres campaniens et par des calcaires massifs à inocerames et échinidés ou de calcaires bioclastiques en bancs souvent dolomitiques à passées de marnes, de calcaires argileux ou de silex maestrichtiens.

Sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, on distingue dans le Sénonien deux ensembles : un ensemble lagunaire à la base et un ensemble carbonaté au sommet. Le faciès lagunaire, souvent représenté par des argiles rouges ou vertes à gypse, est constitué de plusieurs niveaux d'anhydrite et (ou) de sel gemme, de calcaire argileux, et de marnes ou argiles dolomitiques intercalés dans le faciès argileux principal. Le faciès carbonaté, attribué au Maestrichtien, est formé d'alternances de calcaires, de dolomies, de calcaires dolomitiques, de marnes grises glauconieuses, d'argiles rouges souvent dolomitiques et d'anhydrite à foraminifères, algues, gastéropodes, bryozoaires et débris d'échinodermes; il se termine par un banc d'anhydrite repère séparant le Maestrichtien de l'Eocène inférieur sus-jacent. Dans les zones périphériques du bassin, le Maestrichtien devient complètement carbonaté et les épaisseurs diminuent progressivement vers le centre du bassin (+ 100 m en périphérie et environ 50 m au centre).

1.2. Le Paléogène ou le Nummulitique

Le Paléogène est aussi bien développé en affleurement que le Sénonien surtout au SE de la région d'étude (flanc sud des Aurès et fosse sud aurésienne). Il se compose de deux ensembles bien distincts : -

- Un ensemble marin basal (Danien – Lutétien supérieur)
- Un ensemble continental sommital (Eocène supérieur - Oligocène)

a- Le Paléogène marin

Il est plus développé surtout dans le SE de l'Aurès (flexure Khanguet Sidi Nadji - Séiar et Chaîne de Rhellis). Le Paléocène est formé, entre Séiar et Khanguet Sidi Nadji, de calcaires et de marnes à la base et par des calcaires, des calcaires marneux ou dolomitiques, de brèches calcaires et de marnes blanches à bancs phosphatés au sommet. Quand à l'Eocène, il est constitué de calcaires, de calcaires marneux ou à gypse et de marnes noires passant latéralement à des argiles rouges.

Au niveau de la chaîne de Rheliss dont tout le flanc sud est formé de terrains paléogènes, le Paléocène est formé d'alternances de marnes blanches et de calcaires à gastéropodes, et lamellibranches, l'Eocène inférieur de marnes blanches et l'Eocène moyen (Lutétien) de calcaires marneux et marnes à silex, nummulites et operculines et de calcaires à silex avec des marnes à gypse au sommet.

Sur la marge septentrionale de la plate forme saharienne, le Paléocène est absent car le Maestrichtien est directement surmonté par l'Eocène inférieur. Ce dernier, d'une épaisseur de 120 à 160 m, est divisé en deux séries successives : une série à Algues basale et une série à Nummulites sommitale. La série à Algues, est constituée de dolomies, de calcaires dolomitiques et des calcaires oolithiques ou lumachilliques admettant des intercalations marneuses à la base, et sont à nummulites, operculines, miliolles, gastéropodes, oursins, lamellibranches, bryozoaires, pectens et globigérines. La série à Nummulites, est formée de dolomies à silex intercalées de calcaires crayeux à tests d'oursins et d'huîtres et de calcaires dolomitiques grises à nummulites, operculines et des débris phosphatés.

b- Le paléogène continental :

Le Paléogène continental (Eocène supérieur et Oligocène) est formé de dépôts rouges souvent grossiers et dont leur épaisseur ne dépasse pas les 200 mètres. Il se

trouve soit dans des synclinaux en concordance sur le Lutétien soit en discordance sur tous les termes des séries plus anciennes.

Dans le massif des Aurès, il est formé de marnes rouges localement gréseuses et de conglomérats grossiers à éléments souvent diversifiés et à gastéropodes. Plus au Sud (Khanguet Sidi Nadji et Séiar), la série est complètement détritique (grés, sables et conglomérats).

Sur la plate forme saharienne, à l'Eocène inférieur marin se succède un Eocène moyen à supérieur lagunaire formé de gypse à intercalations d'argiles grises vertes ou blanches gypseuses, de calcaires, d'argiles dolomitiques et de dolomies jaunes avec par endroits des passées sableuses et sont à débris de fossiles.

2. LES FORMATIONS NEOGENES (MIO-PLIOCENES)

Dans la région des zibans et la plate forme saharienne, les formations du Néogène sont souvent associées au continental terminal, du fait, avant de les décrire, nous donnerons une définition du continental terminal.

Le continental terminal a été défini pour la première fois dans le Bas Sahara septentrional par C.Kilian (1931). Il correspond à des formations continentales, souvent rubéfiées et d'âge Mio-pliocène. Ces formations peuvent être identifiées par le seul fait qu'elles sont souvent discordantes ou ravinantes sur un substratum tectonisé. De même, il est surmonté par des dépôts quaternaires légèrement discordants ou ravinants dans bien des cas. Par la suite le terme a été étendu à l'ensemble des formations rouges tertiaires, principalement mio-pliocènes de l'atlas saharien et de l'Aurès plus au Nord (R.Guiraud, 1978 ; Chebbah, 2007).

2.1. Unités litho-stratigraphiques du Néogène ou Mio-Pliocène

Dans la région des Ziban et ses régions limitrophes (Aurès, chaîne de Rheliss, marge septentrionale de plate forme saharienne) les formations néogènes occupent une grande superficie. Les principaux affleurements se localisent en bordures des bassins (piémonts et dépressions), par contre, dans les centres de ces bassins ces dépôts néogènes sont enfoncés sous d'épaisses formations récentes du quaternaire qui viennent les couvrir en discordance. Cependant de nombreux sondages ainsi que

diverses prospections géophysiques permettent, dans de nombreux cas, de suivre leur évolution en profondeur des marges vers les centres de ces bassins.

La série néogène est bien développée en affleurement et repose souvent en discordance, selon les endroits et les niveaux atteints par l'érosion post-tectonique, sur des formations d'âges différents (Oligocène, Eocène, Crétacé supérieur). Lorsqu'elle est complète, elle comporte plusieurs ensembles litho-stratigraphiques dont leurs limites sont souvent

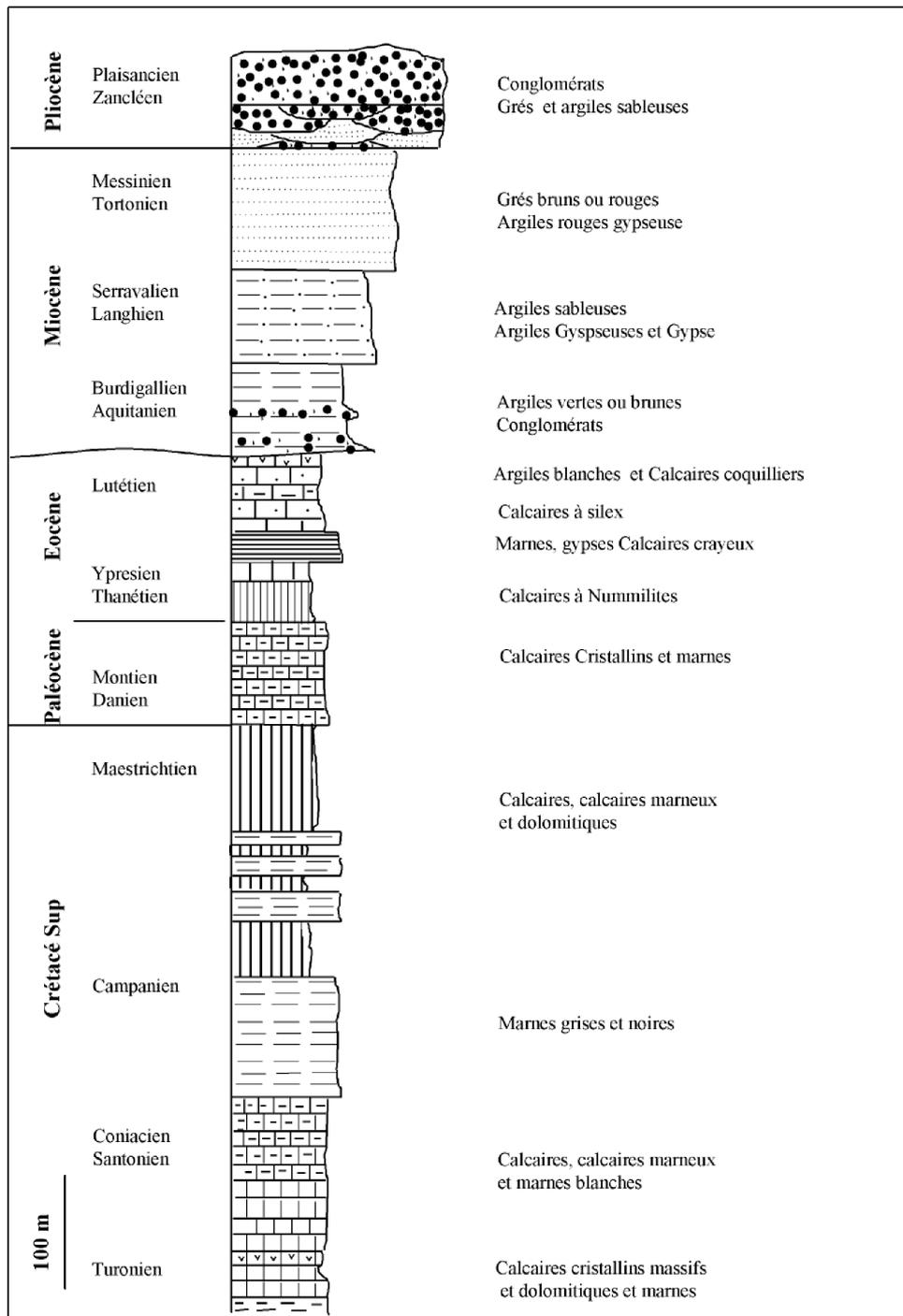


Fig. II.2 : Log litho – stratigraphique de la région des Zibans (Chebbah, 2007).

hétérochrones et les appellations sont variables d'un auteur à l'autre (Chebbah, 2007). Cependant, malgré les différentes subdivisions existantes, la plus part des auteurs s'accordent à donner, à cette série, la superposition suivante : -

- A la base des argiles vertes ou brunes et des calcaires aquitano-burdigaliens.
- Des argiles, souvent, brunes à intercalations de bancs gypseux langhien-serravaliens.
- Des argiles rouges gypseuses tortoniennes.
- Des grès ou sables bruns-rouges messéniens
- Au sommet, des poudingues rouges pliocènes.

D'après Chebbah (2007), cette superposition correspond au schéma très simplifié des grands ensembles néogènes dans la région d'étude qui présentent d'importantes variations latérales et verticales de faciès. Car, à l'affleurement ou en sondages, les différentes coupes montrent plusieurs alternances, souvent désordonnées, d'argiles, d'argiles sableuses, de grès ou sables parfois argileux et des conglomérats au sommet, avec la présence de faciès évaporitiques (gypseux) dans presque tous les niveaux ou quelques bancs carbonatés; et il découpe la série en cinq ensembles principaux (ou formations) : -

a- L'ensemble des argiles brunes et vertes – Aquitano-burdigalien

La base de cet ensemble est formée de dépôts détritiques le plus souvent continentales qui passent, par endroits, à des formations lacustres et évaporitiques, de couleur généralement rouge et repose en discordance sur l'oligocène, l'Eocène ou sur le crétacé. Il se rencontre en larges affleurement, surtout, dans le bassin El Outaya. Il est formé des argiles brunes gypsifères à la base et des argiles vertes fossilifères à huîtres, des calcaires argileux à lamellibranches et globigerinoides ou à barres conglomératiques.

b- L'ensemble des argiles à intercalations gypseuses - Langhien-Serravalien

Cet ensemble est constitué d'argiles brunes à gypse avec des intercalations métriques de bancs gypseux, d'argiles brunes gypsifères ou d'une alternance de grès, de grès argileux et d'argiles gypseuses avec apparition de petits bancs de calcaires marneux dans sa partie sommitale dans le bassin d'El Outaya.

c- L'ensemble des argiles rouges à gypse -Tortonien- (Miocène 3 de Guiraud)

Cet ensemble, bien identifié dans la région des Ziban, est formé d'argiles brunes ou rouges gypseuses. Au Nord de la région, il est fortement sableux et formé d'une alternance d'argiles brunes rougeâtres gypseuses, de grés ou grés argileux bruns rouges à petits cristaux de gypse. Quelques petits bancs carbonatés ou gypseux apparaissent par endroits et des nodules d'argiles vertes ou brunes sont fréquentes à la base de cet ensemble.

d- L'ensemble gréseux messinien (Pontien)

Il est formé de grés bruns- rouges à hélix avec quelques passages graveleux ou de conglomérats ou encore des intercalations d'argiles rouges à gypse. Vers le sud les lits de graviers sont plus abondants et la proportion des argiles augmente. Dans le secteur Droh – M'chounech il est discordant sur les argiles rouges à gypse tortoniennes.

e- L'ensemble conglomératique (Pliocène)

Il est formé de conglomérats grossiers peu consolidés et très hétérogènes et à lentilles gréseuses à leur base. Il est bien développé à Ras Chicha et à Dj. Rhémiss dont il forme les hauteurs de ces deux chaînons.

Les faciès sont, généralement, constants. Ils sont très grossiers sur les bordures des bassins et montrent une diminution de la proportion et de la taille des galets qui tendent à disparaître au toit de l'ensemble en direction des parties centrales des cuvettes de sédimentation.

Il surmonte en concordance ou en légère discordance le Messinien et surmonté, à son tour en nette discordance, par des conglomérats très consolidés du Quaternaire ancien.

2.2. Les dépôts quaternaires

Le quaternaire comporte les termes suivants :

- **Le quaternaire ancien** : formé de surtout de conglomérats souvent très consolidés, de dépôts sableux, limoneux et argileux dans les plaines et les dépressions.

- **Le quaternaire moyen** : (Deb–Deb), calcaro-gypseux, alluvions sableuses et argileuses, répandu surtout dans le zab Al Gharbi.
- **Le quaternaire récent** : cailloutés et éboués aux pieds des montagnes, dunes de sables, alluvions sableuses et caillouteuses des lits actuels des oueds.

3. CADRE TECTONO – STRUCTURAL

La région des Ziban représente une zone de transition franche entre deux domaines très contrastés de l'Algérie : un domaine actif au Nord (domaine alpin) et un domaine de plate forme stable au Sud (domaine saharien qui se séparent par l'accident sud atlasique ou flexure saharienne. Sa structuration actuelle est le résultat d'un ensemble d'évènements tecto-orogéniques qui se sont succédés au cours des temps géologiques et ceci depuis le milieu du Carbonifère à nos jours. Elle s'inscrit dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge arabo-africaine (Guiraut, 1997) et s'inscrit dans la dynamique globale de la convergence et la collision de l'Afrique et de l'Eurasie.

Les trois phases tectoniques principales qui ont affecté la région sont la phase éocène ou atlasique (lutétienne), la phase miocène (aquitano-burdigalienne) et la phase plio-quaternaire (Fini -pliocène, quaternaire basal) avec deux phases de plissements majeures, la phase atlasique et la phase du Quaternaire basal. La première a donné des plis vastes (plusieurs dizaines de kilomètres) assez réguliers et souples dont l'orientation est voisine de N 60 E. la deuxième a donné lieu à des plis obliques sur les précédents d'une orientation E – W (Laffite, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Aissaoui (1986) et 1990, Chebbah, 2007). Aussi ces différentes phases tectorogéniques ont provoqué un important réseau de fractures et de failles d'ampleur et d'orientation variables et qui ont pu rejouer durant des périodes différentes. Elles se regroupent en quatre groupes selon leurs orientations : N-S à N30°E, N45°E, N80°E à N100°E, N120°E à N160°E. Les deux derniers, les plus fréquemment représentées, montrent dans plusieurs secteurs de la région un passage progressif de l'un à l'autre.

Quand à l'accident Sud Atlasique, il correspond à une ligne continue de failles et de flexures qui met en contact les vastes étendues plates du domaine saharien et les chaînes montagneuses du domaine atlasique. Il correspond à un ensemble d'accidents continus entre Agadir au Maroc et Khanget Sidi Nadji à l'Est de Biskra (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1990). Dans le détail, il s'agit d'une ligne brisée dont les

tronçons successifs de celle-ci se répartissent en trois familles principales de cassures de directions proches d'E – W, NE – SW et NW – SE (cette direction ne se rencontre que dans la région de Biskra).

Enfin il est à noter, que des pointements triasiques se manifestent dans plusieurs endroits de la région d'étude et qui se sont toujours faites en faveur d'accidents importants.

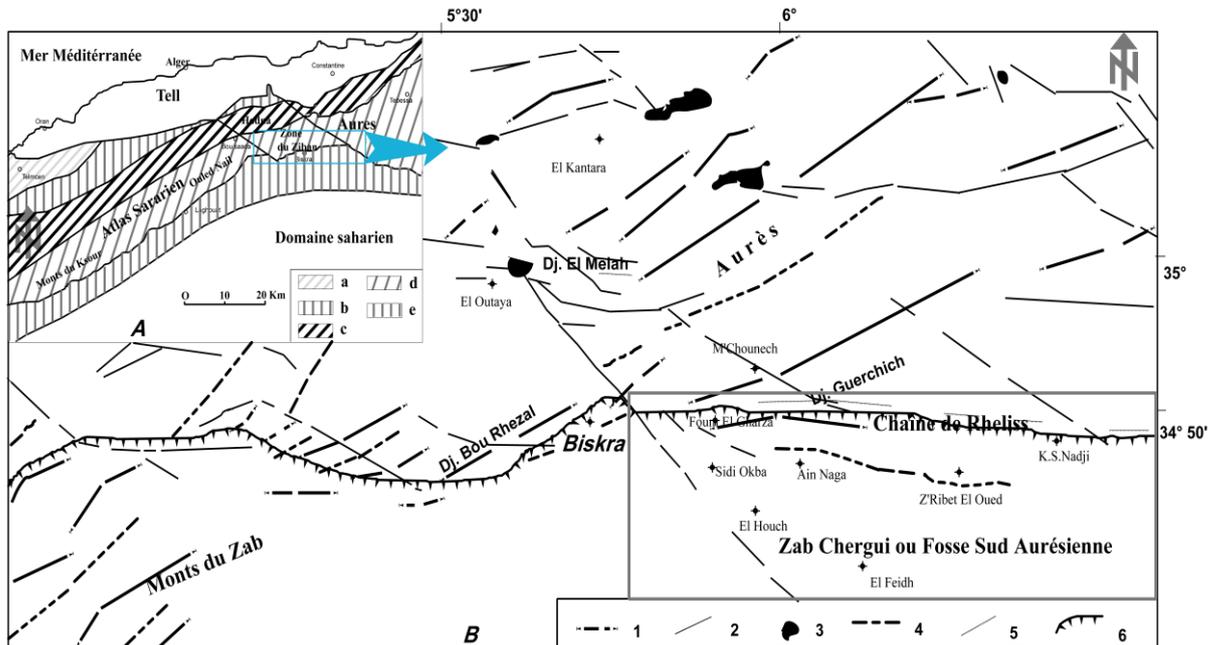


Fig. III.3 : Schema structural de la région d'étude (Chebbah et al., 2012).

A. Ensembles géomorphologiques du Nord de l'Algérie.

a : Domaine pré-tellien (pré-alpin), b : Domaine pré-atlasique, c : Fossé pré-atlasique, d : Domaine atlasique, e : Fossé pré-africain.

B. Schéma structural. En encadré : Zab Chergui

1 : Anticlinal, 2 : Synclinal, 3 : Trias, 4 : Failles cisailantes, 5 : Failles inverses, 6 : Accident sud atlasique.

CONCLUSION

La structure de la région d'étude résulte de l'action conjuguée de plusieurs tectoniques de style et d'extension variables dont la tectogénèse majeure se situe durant l'Eocène moyen (phase atlasique) ; Elle a engendré de vastes plis et de nombreux accidents à la faveur desquels des pointements triasiques ont vu le jour. Des plis, de type concentrique, s'orientent entre N 40 et N 60° E. La phase du Quaternaire basal n'a affecté sérieusement que les régions méridionales particulièrement la chaîne de Rheliss. Les accidents montrent des directions très variées et leur répartition n'est pas homogène.

CADRE GEOLOGIQUE LOCAL - Géologie du Zab Chergui

Le Zab Chergui ou bassin des Grands Chotts fait partie de ce que Guiraud dénomme le «Sillon pré-africain» correspondant à un alignement de synclinaux ou de grabens qui s'interpose entre le domaine saharien proprement dit et le domaine atlasien s.l.

Ce sillon correspond à un ensemble de structures (synclinaux et grabens) limité tant au Nord qu'au Sud par une succession presque continue de cassures ou failles qui ont pu jouer dans certaines zones à diverses reprises. Il représente l'adaptation de la couverture sédimentaire à une grande ligne de fractures responsable en profondeur de l'effondrement vers le Nord du socle africain (Guiraud, 1990 ; Frison De Lamotte, 1990 ; Guiraud et Bellion, 1995 ; Guiraud et al., 2005; Chebbah, 2012).

Dans la région des zibans, ce sillon est représenté par la « Fosse Sud-Aurésienne » (FSA) correspond à un bassin d'effondrement (graben) orienté sensiblement E - W et se sépare du massif de l'Aurès (Domaine atlasique) par une série de collines, 500 à 600 m d'altitudes, se distinguant nettement des autres reliefs de l'Aurès dont les crêtes sont orientées du SW au NE. L'individualisation de ces collines est assez marquée dans le paysage, elles constituent une chaîne discontinue entre Foug el Gherza (W) et Khanguet Sidi Nadji E) : **la chaîne de Rheliss** qui s'étend sur plus de dix kilomètres entre Oued Bou Cherch à l'Ouest et Oued Mestaoua à l'Est (Aissaoui, 1984, Chebbah, 2007). D'une direction moyenne N80, la chaîne de Rhélliss, dominant la plaine saharienne, est tronçonnée en plusieurs segments réorientés selon deux directions principales l'une N110 – 120 et l'autre N40-60. C'est une chaîne très fracturée dont les orientations dominantes des fractures sont : N120, 130, 140. et N40-60 (Guiraud, 1973, Chebbah, 2007).

Au Mio-pliocène, elle est comblée par des dépôts silicoclastiques, d'épaisseur variable. Son évolution liée au découpage préexistant de la couverture post-triasique, principalement, par des accidents NW - SE où la flexure sud atlasique a joué un rôle important. Elle accompagnait un processus d'effondrement lors d'une tectonique en extension post-tectorogénique qui s'intègre dans un modèle de delta de plate forme (Chebbah, 2007 ; Chebbah et Lamouroux, 2012).

1. ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Dans le bassin du Zab Chergui, ou encore la Fosse Sud Aurèsienne, comblé essentiellement par des dépôts mio-pliocènes, les formations anté-néogènes ne se rencontrent que sur le flanc sud des Aurès (Atlas saharien oriental) ou en profondeur formant ainsi le substratum de la série néogène. Cependant, comme ces formations sont déjà décrites dans la géologie régionale, nous nous décrirons, dans ce qui suit, que les dépôts mio-pliocènes.

Dans la région d'étude, ces dépôts n'affleurent que sur la marge septentrionale du bassin (Chaîne de Rhélliss). Ils reposent en discordance sur les calcaires et les marnes blanches (Maastrichtien, Danien et Eocène) du Dj. Guechrich (Fig.II.4).

L'étude lithostratigraphique détaillée de plusieurs coupes levées à l'affleurement et des logs de forages hydrauliques effectués surtout au centre du bassin ainsi que l'analyse sédimentologique des divers niveaux des formations rencontrées, ont permis à Chebbah (2007; 2012) de préciser la nature et les divisions du Mio-pliocène de ces dépôts. Ils se regroupent en quatre ensembles lithologiques principaux séparés par des discordances majeures et se résument dans le tableau III.1.

L'ensemble 1 : Ensemble argileux

Il est formé d'argiles gypseuses que surmontent des argiles brunes verdâtres bien exposées entre Koudiet Bir El Hamam et Dakhlet Oulad Moussa. Plus à l'Est à Khanguet Sidi Nadj, cet ensemble débute par des conglomérats. D'une centaine de mètres d'épaisseur en affleurement, et d'au moins 180 mètres en forages (Seriana), il est attribué au Tortonien.

L'ensemble 2 : Ensemble gréseux

Il est formé de deux sous-ensembles

Le premier, d'une soixantaine de mètres, est formé de grés à grains moyens en bancs métriques et à intercalations d'argiles sableuses brunes. Par contre, le deuxième, d'une centaine de mètres, est complètement gréseux. Il débute par des grés à galets et formé de grés bruns moyens à grossiers en bancs métriques et à stratifications parallèles ou faiblement inclinées.

L'ensemble 3 : Ensemble argilo-gréseux

Il est, aussi, formé de deux sous-ensembles. le premier strato et granocroissant est formé d'une alternance d'argiles brunes ou rouges, d'argiles sableuses ou grés argileux

clairs et de sables ou grés fins à moyens bruns à jaunes, à stratifications parallèles à la base, entrecroisées au sommet. Son épaisseur est d'environ 150 mètres.

Le deuxième granodécroissant se caractérise par la présence de niveaux à galets de base et par des barres conglomératiques qui s'alternent avec les niveaux gréseux. D'une épaisseur de plus de 100 mètres, il est formé de grés à grains blancs ou jaune-brunâtres moyens à nodules d'argiles rouges ou brunes, de grés argileux et d'argiles brunes.

Cet ensemble est bien développé, surtout, sur le versant nord de la chaîne de Rhélist et date du Messénien.

L'ensemble 4 : Ensemble conglomératique

Reconnu comme Pliocène dans tout le bassin, c'est un ensemble formé de plusieurs séquences conglomératiques soient organisées en chenaux ou chaotiques. Bien développé à Koumet Garta, il forme les hauteurs de Djebel Rhélist, et son épaisseur diminue d'Ouest (250 m) en Est (moins de 100 m).

Les dépôts de chenaux, d'épaisseur décamétrique, sont formées de conglomérats très hétérogènes à lentilles gréseuses. Elles s'intercalent entre les séquences chaotiques formées, essentiellement, de conglomérats à éléments plus grossiers et plus hétérogènes à matrice argileuse abondante qui indiquent un granoclassement positif d'ensemble.

Formations / Membres (Epaisseur en m)		Lithologie			Stratigraphie (Laffitte,1939 ; Guiraud,1973, 90)
		Marge nord (Chaine de Dj. Rhélliss)	Centre (Ain Naga, Z'Ribet El Oued, M'Ziraa)	Marge sud (El Feidh, El Houch)	
4 (80-250)		Série conglomératique en chenaux ou chaotique, argiles et grès à lentilles de conglomérats à l'W. Conglomérats à lentilles de grès permettant des intercalations argileuses et des niveaux calcaireux métriques à l'E.	Argiles gypseuses et grès argileux se terminant par des argiles rouges à passées conglomératiques ou des argiles à passées sableuses et graveleuses à W. Alternance d'argiles brunes, d'argiles sableuses et de grès moyens à grossiers avec des graviers presque à tous les niveaux à E.	Alternance d'argiles et d'argiles sableuses à rares passées gréseuses admettant quelques passages d'argiles ou de graviers à E.	Pliocène
3 (250-450)	3b	Grès moyens et grès à niveaux de galets ou de conglomérats.	Grès à grains moyens contenant des nodules d'argiles rouges ou brunes.	Grès moyens à grossiers à passages graveleux.	Pontien (Messinien)
	3a	Argiles brunes ou rouges à amas d'argiles vertes, surmontées d'argiles sableuses, de grès argileux et de grès fins à moyens, à stratifications parallèles à la base, entrecroisées au sommet.	Argiles gypseuses et grés fins à moyens à galets ou à passées conglomératiques admettant de minces intercalations argileuses à E.	Argiles brunes ou rouges localement gypsifères, argiles sableuses (à graviers sur les marges du bassin) et de grès fins à moyens.	Tortonien
2 (160-180)	2b	Grès moyens à grossiers en bancs métriques, à galets de base et à stratifications parallèles ou faiblement inclinées.	Argiles, argiles sableuses et sables fins à moyens en bancs décamétriques.	Alternance d'argiles, d'argiles sableuses, de sables argileux et de grés friables. Il débute par un gravier de base.	Rattachés au Tortonien (?) .
	2a	Grès moyens à base conglomératique en bancs métriques et argiles sableuses.	Argiles sableuses et grès argileux à passées sableuses ou gréseuses.	Alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de grès argileux.	
1 (100-180)		Argiles gypseuses surmontées d'argiles brunes verdâtres à gros blocs calcaires et de grès.	Argiles, argiles sableuses ou grès argileux et grès fins à moyens.	Argiles surmontées de grès argileux ou d'argiles sableuses à galets.	

Tab. III.30 : Principaux formations litho-stratigraphiques identifiées dans les dépôts néogènes de la FSA (Chebbah, 2012).

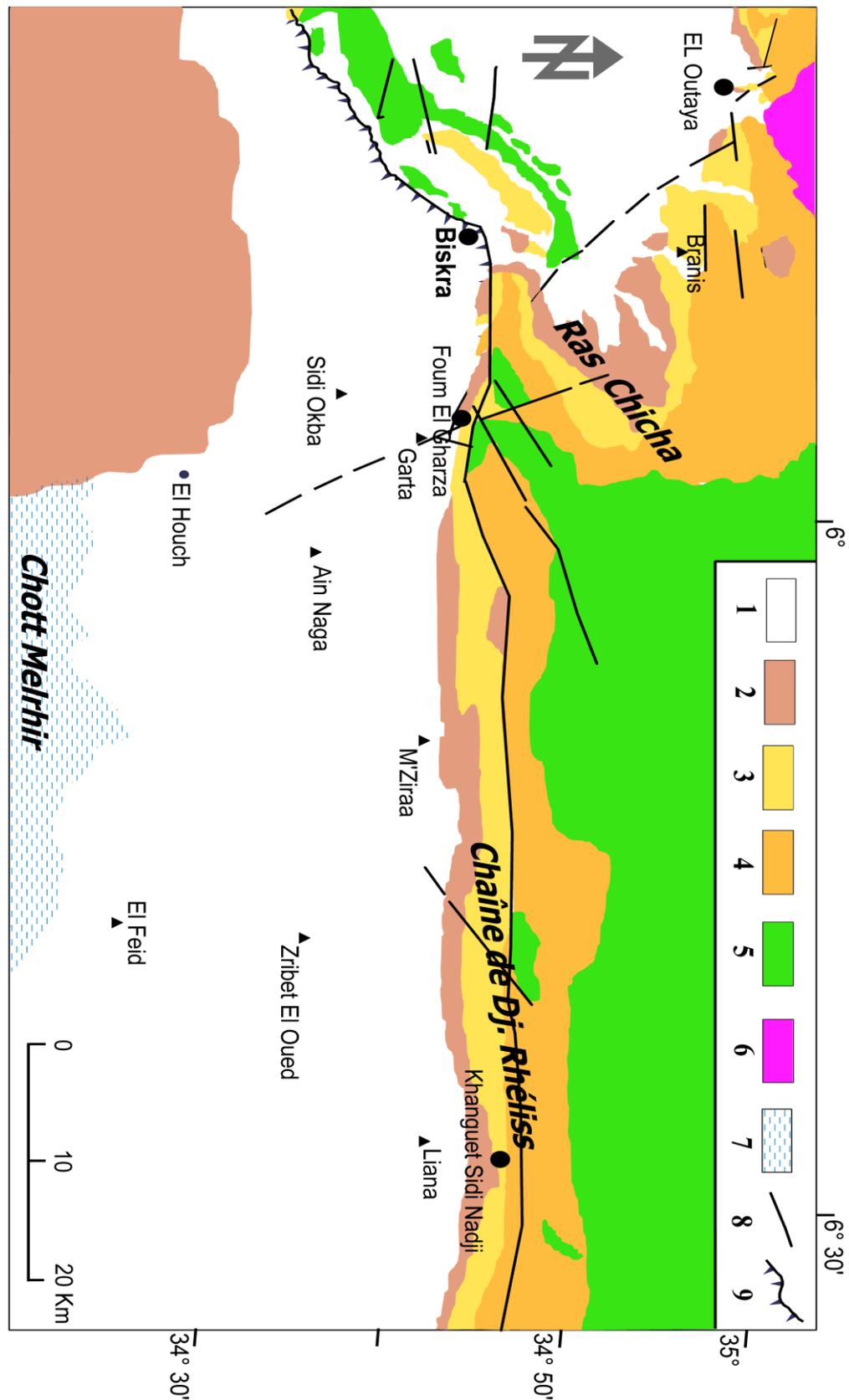


Fig. III.4 : Carte géologique du Zab Chergui ou Fosse Sud Aurésienne (Chebbah et Lamouroux, 2012, modifié).

1 : Quaternaire, 2 : Pliocène, 3 : Miocène supérieur, 4 : Miocène inférieur et moyen, 5 : Substratum éo-crétacé, 6 : Trias, 7 : Chôte, 8 : Failles, 9 : Accident sud atlasique.

2. MODELE D'EVOLUTION DU BASSIN

Le remplissage néogène de la FSA est considéré comme le résultat d'un comblement progressif d'un sillon peu profond dont son évolution rentre dans le cadre d'un modèle de delta de plate-forme à faible pente sédimentaire où les fluctuations du niveau marin (niveau du lac) contrôlaient l'organisation des faciès et des corps sédimentaires (Chebbah, 2012) et par conséquent sa géométrie. Son évolution tectonique et paléogéographique se résume d'après Chebbah (2012) comme suit : -

Après la phase tectorogénique lutétienne (phase atlasique), l'ensemble du domaine atlasique et de la marge septentrionale de la plateforme saharienne est exondé et connaît une pénéplanation pendant l'Oligocène. Au début du Miocène, un basculement vers le sud de la marge septentrionale de la plate-forme saharienne, suite au rejeu de l'Accident sud atlasique (E – W) conduit à la création d'un fossé peu profond ; conjointement, comme dans la zone des Zibans au Nord, la tectonique extensive qui s'est manifestée par la formation de failles normales d'orientation NW - SE a favorisée l'individualisation de dépressions envahies par la mer venant du N ou du NE, le long des chenaux du réseau fluvial antérieur. Au Miocène inférieur, la région se comporte comme un delta peu profond à faible pente sédimentaire séparée de la haute mer par des hauts-fonds plus au N à l'emplacement du Massif de l'Aurès créant ainsi des lagons confinés et sursaturés en saumures. Par la suite, l'enfoncement du sillon isole la plate-forme qui s'est installée au nord de l'Accident sud atlasique, mais la transgression qui s'est généralisée au Burdigalien alimente progressivement le delta permettant l'augmentation du niveau relatif du lac. Au Miocène moyen, la subsidence l'emporte sur la sédimentation. On assiste, alors à un léger approfondissement du milieu. Des dépôts deltaïques envahissent le bassin, avec des dépôts de plaine ou de front de delta sur les marges et des dépôts de pro ou de front de delta au centre du bassin. Au Miocène supérieur, alors que des dépôts d'épandage fluvial de type plaine deltaïque et de prodelta envahissent les marges du bassin, des dépôts de front de delta s'installent au centre. Au Pliocène inférieur, le même dispositif continu à fonctionner avec un confinement partiel du milieu sur les bordures en voie de surrection par contre le centre du bassin est envahi par des dépôts plus profonds comme au Miocène supérieur. Au Pliocène, on assiste à un isolement progressif du milieu avec l'arrivée de dépôts détritiques planaires d'un milieu de faible énergie, des

dépôts deltaïques à influence continentale sur la marge sud et des dépôts de plaine d'inondation ou deltaïque et de prodelta en voie de confinement au centre. Alors que sur la marge septentrionale, des dépôts proximaux d'écoulements gravitaires et de cônes alluviaux se déposent suite au soulèvement des Aurès au Nord. Donc, au Pliocène le début du soulèvement des Aurès entraîne l'isolement définitif de la fosse.

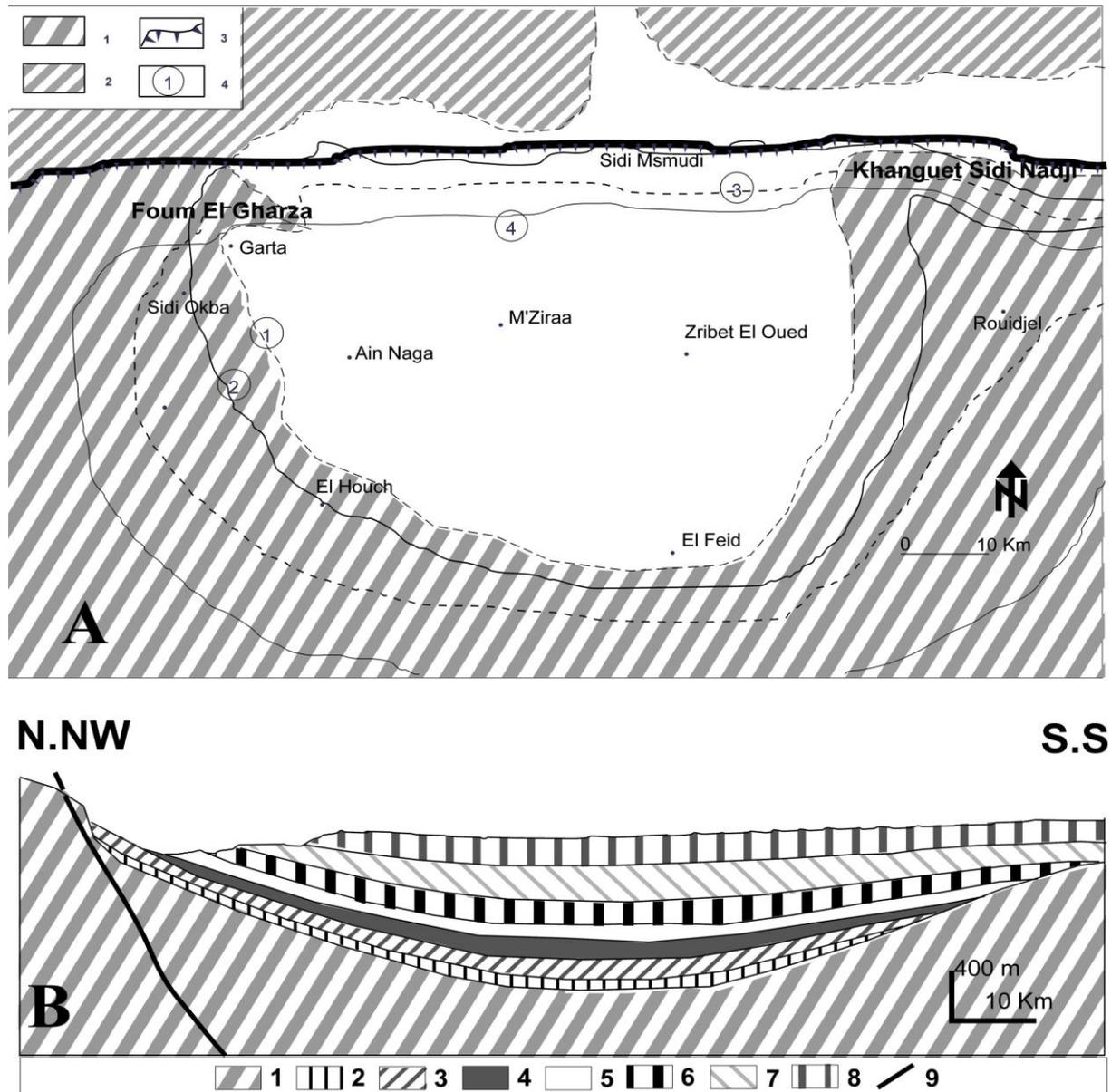


Fig. III.5 : A. Esquisse de l'évolution paléogéographique au Néogène du bassin des Chotts (FSA) (Chebbah, 2012) : 1 : Plate forme saharienne, 2 : Aurès, 3 : trace de l'Accident sud atlasique, 4 : étendue minimale du Mio-Pliocène. (1 : Miocène inférieur probable, 2 : Miocène moyen probable, 3 : Miocène supérieur, 4 : Pliocène).

B. Coupe schématique N/NW-S/SE montrant l'enchaînement des séquences de dépôt en fonction de la paléogéographie. SD : séquence de dépôt (ensemble lithostratigraphique) : 1 : substratum, 2 : SD1, 3 : SD2, 4 : SD3, 5 : SD4, 6 : SD5, 7 : SD6, 8 : SD7 ; 9 : failles.

CONCLUSION

Au Néogène, le Bassin de Chott Melrhir ou Fosse Sud Aurésienne – région de Zab Chergui – est comblée par des dépôts silicoclastiques dans lesquels quatre ensembles se différencient.

Après une continentalisation généralisée post-lutétienne qui a affecté toute la région (Atlas saharien et Plate-forme saharienne), la mer du Miocène inférieur recouvre progressivement la région du Ziban permettant, par l'intermédiaire de chenaux préexistants, l'inondation partielle des dépressions situées au SE créant ainsi des lagons confinés et sursaturés en saumures. La généralisation de la transgression au Burdigalien avec la remontée du niveau marin relatif permet l'inondation de la fosse ; des dépôts tidaux se mettent, alors en place. L'accalmie tectonique qui s'est manifestée au Miocène moyen, conduit à l'isolement de la plate-forme externe du bassin d'El Outaya au nord de l'Accident sud atlasique. Une partie des matériaux débordants la plate-forme interne se trouvent déviés et acheminés vers la fosse ; des dépôts argilo-gréseux envahissent le bassin. Au Miocène supérieur, le déplacement des rivages vers l'Est, conduit de nouveau à l'alimentation du lac provoquant l'installation de dépôts tidaux de nouveau.

Au Pliocène, le début du soulèvement des Aurès entraîne une régression importante et le retrait définitif de la mer du domaine atlasique conduisant à l'isolement du sillon avec installation de dépôts mixtes (fluvio-deltaïques).

Le passage progressif de dépôts grossiers (proximaux) sur les marges vers des dépôts fins (distaux) au centre du bassin est enregistré et indique plusieurs directions de transit des matériaux dont le plus important vient du démantèlement des zones bordières en voie de surrection principalement au Nord. L'évolution des séquences de dépôt témoigne également d'une alternance de périodes contrôlées par l'eustatisme et d'autres dominées par la tectonique.

CHAPITRE IV
CADRE HYDROGEOLOGIQUE

Ce chapitre présente une synthèse hydrogéologique de région du Bassin de chott Melhir - région du Zab Chergui - dans son contexte naturel : celui du Bas Sahara septentrional (Fig. IV.1).

Cette étude résulte de la compilation d'un nombre important d'études spécifiques régionales que locales sur ce vaste domaine du Sahara. Toutefois, la connaissance qui en a résulté sur la géologie de la région d'étude, permet de présenter une synthèse nous permettant de schématiser la structure du bassin et par conséquent l'agencement ou architecture des formations mio-pliocènes afin de mieux définir les réservoirs aquifères. Cette approche sera complétée par la réalisation des coupes de corrélations litho-stratigraphiques établies à partir des coupes de terrain et des données des forages d'eaux ainsi que de l'interprétation de leurs diagraphies. Donc, l'étude hydrogéologique du système aquifère du Mio-pliocène dans le Zab Chergui, a pour objectif de contribuer à affiner la synthèse de la géométrie et les relais hydrogéologiques des différentes formations réservoirs de ce système aquifère ; ainsi que de présenter le rôle du modèle de bassin et de la tectonique dans la configuration et la compartimentation de ce dernier. Cependant, si la détermination des caractéristiques hydrogéologiques est une opération indispensable pour la connaissance et l'identification des aquifères, elle reste tributaire de l'existence et de la disponibilité de l'information sur la région d'étude.

1. CADRE HYDROGEOLOGIQUE REGIONAL

Le Bassin de Chott Melrhir, région d'étude, fait partie du grand bassin hydrogéologique du Bas Sahara ou Système Aquifère du Sahara septentrional (SASS). Il appartient, précisément, au bassin oriental du Bas Sahara septentrional (Fig. IV.1) représentant plusieurs réservoirs souterrains (aquifères) d'importance distincte de part leur nature et/ou structure géologique ou encore leur facilité d'exploitation.

Pour replacer notre région d'étude dans son cadre régional et avant de définir les différentes nappes ou systèmes aquifères présents, nous donnerons un aperçu sur le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS).

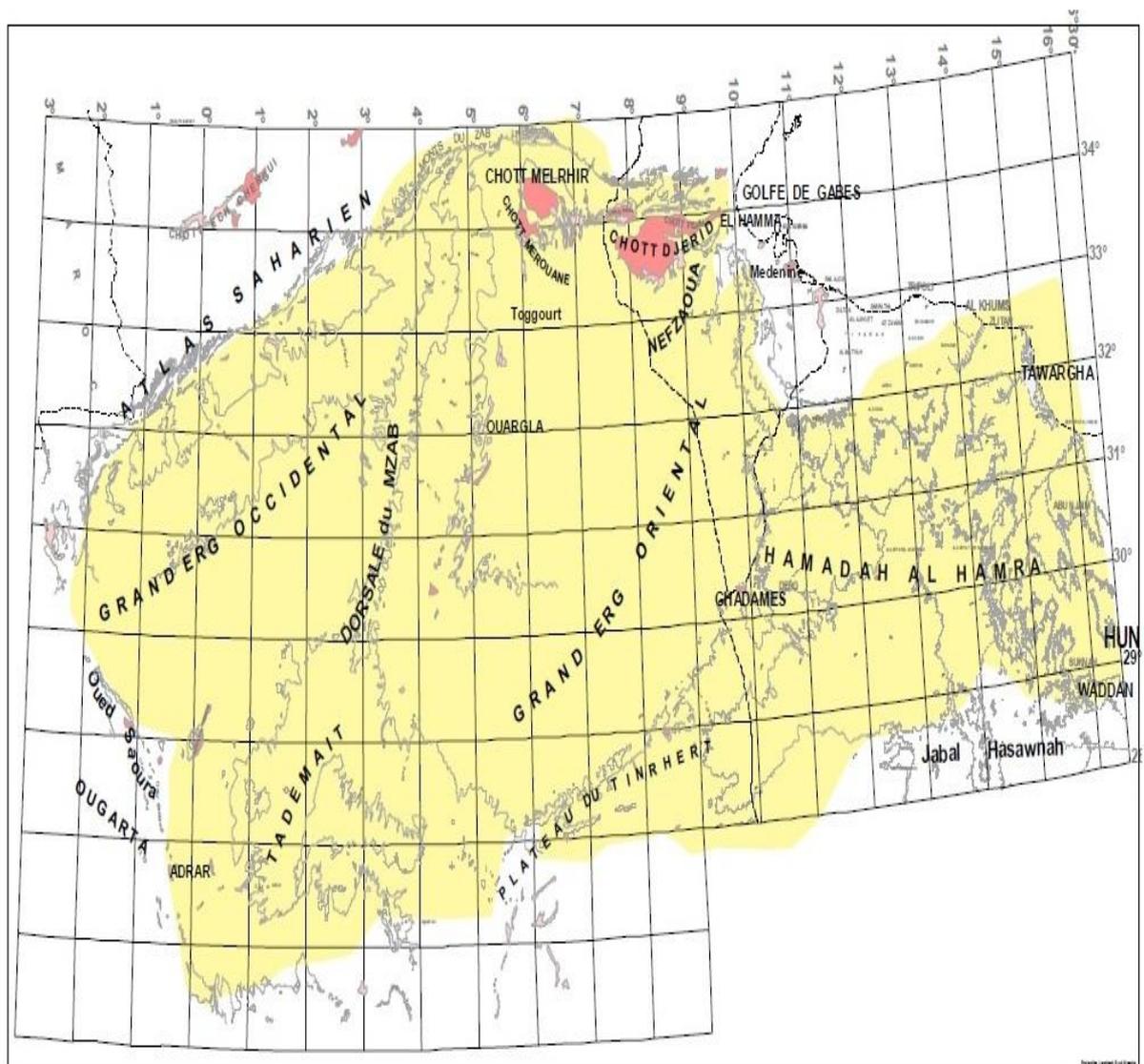


Fig. IV.1 : Carte des grandes unités géomorphologiques du Bas Sahara, (UNESCO, 1972).

1.1. Le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS)

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional « SASS » s'étend sur un vaste bassin dont les limites sont situées en Algérie, Tunisie et Libye (Fig. IV.2). Il couvre une superficie d'environ 1.000.000 de km² et s'étend du Nord au Sud, depuis l'Atlas saharien jusqu'aux affleurements du Tidikelt et du rebord méridional du Tinrhert, et d'Ouest en Est depuis la vallée du Guir-Saoura jusqu'au Graben de Hun en Libye (OSS, 2003).

Ce bassin se subdivise en trois sous-entités : les deux sous-bassins du Grand Erg Occidental et du Grand Erg Oriental qui sont des cuvettes à écoulement endoréique aboutissant dans des dépressions fermées «chotts et sebkhas», et le plateau de la Hamada El Hamra en Lybie.

Dans ce vaste territoire du Sahara, l'extension et l'épaisseur des formations aquifères sont mises en exergue par les études géologiques qui ont montré que le SASS est un immense réservoir complexe à structure multicouche (Fig. IV.3). Il est composé d'une série de complexes aquifères qui ont été regroupées en deux réservoirs principaux ; celui du Continental Intercalaire (CI) et celui du Complexe Terminal (CT).

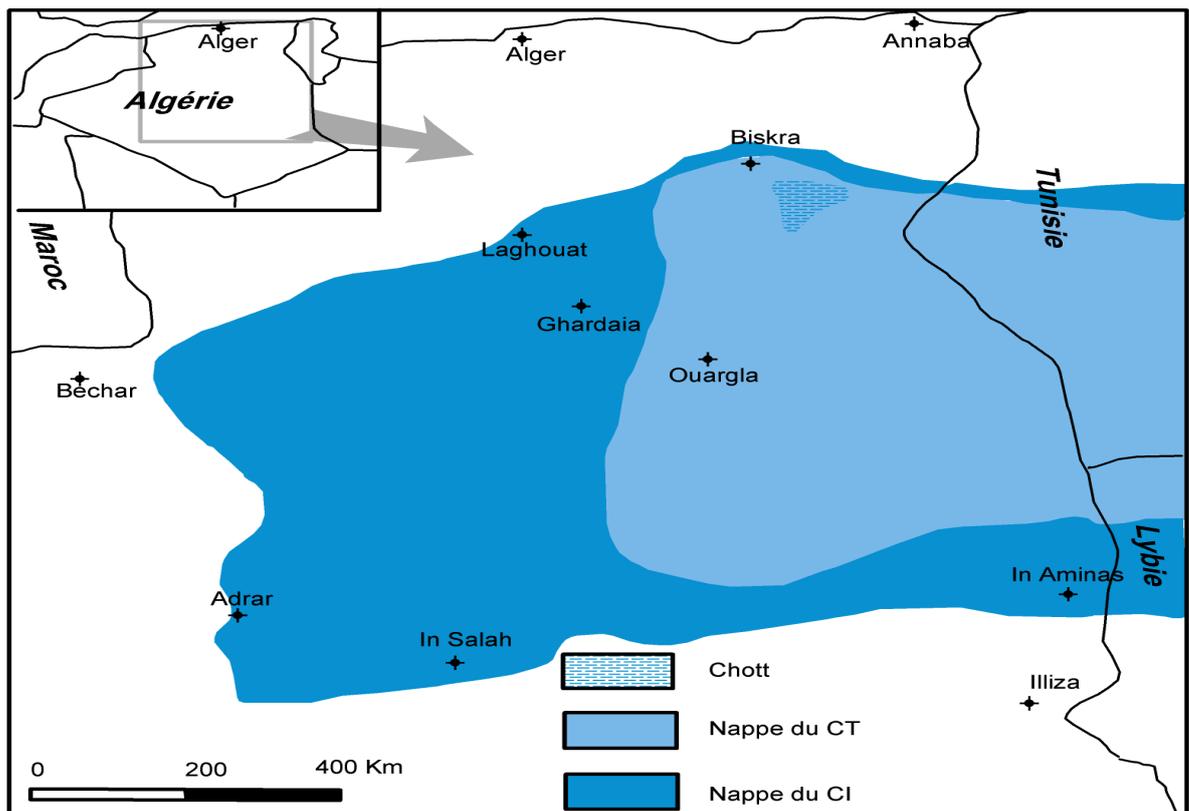


Fig. IV.2 : Délimitation du "SASS" en Algérie (OSS, 2003, modifiée).

Le Continental Intercalaire s'étend sur 1.100.000 km². D'une épaisseur moyenne de 350 m, ses réserves en eau sont évaluées à 20.000×10^9 m³. Le Complexe Terminal s'étend sur 665.000 km². Son épaisseur moyenne est de 342 m et ses réserves sont évaluées à 11.000×10^9 m³ ; soit 31.000×10^9 m³ pour les deux nappes, (OSS, 2003).

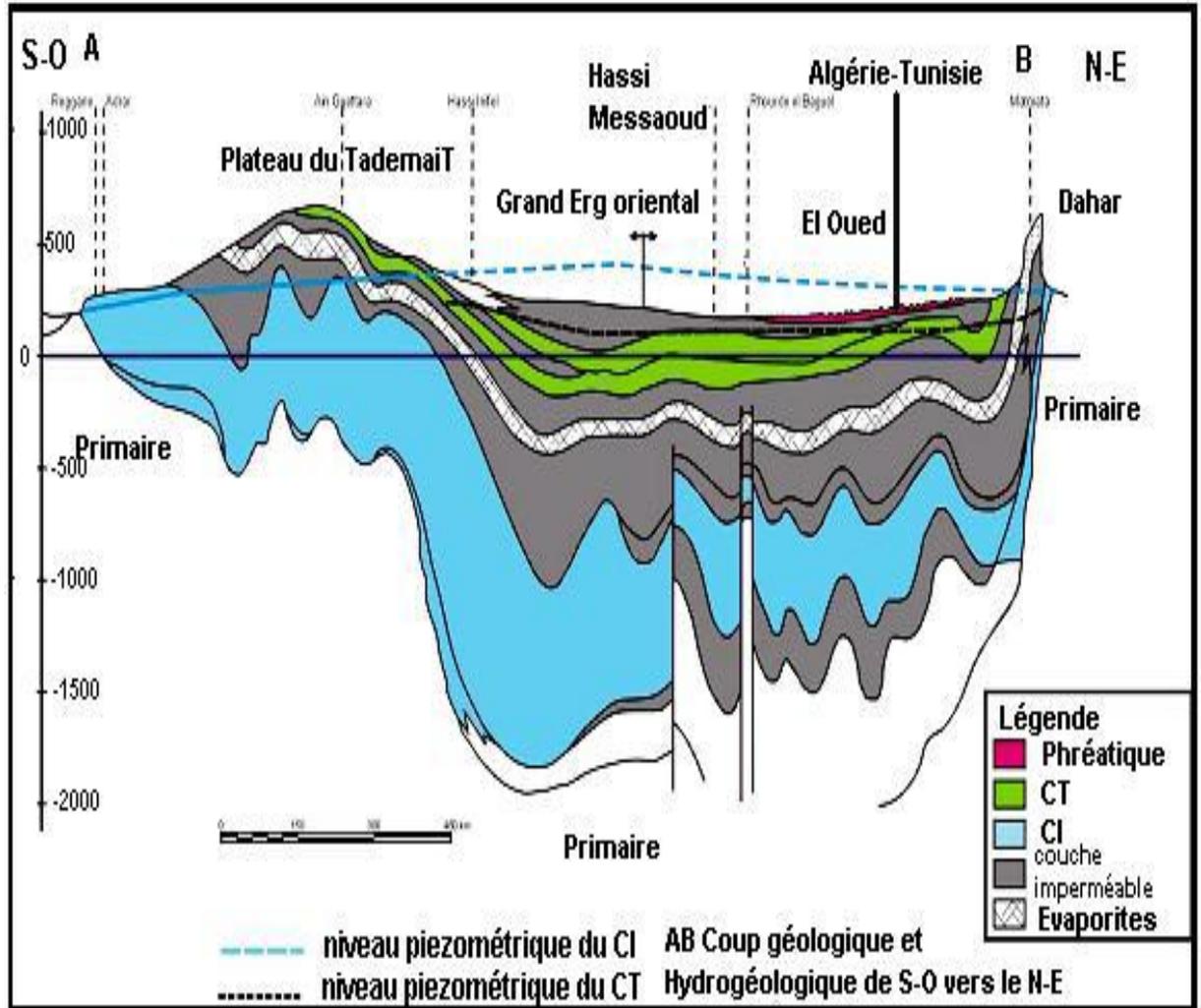


Fig. IV.3 : Coupe hydrogéologique de SASS (UNESCO, 1972).

1.2. Description des principales formations du Sahara septentrional

La carte de la figure IV.4 montre les différents affleurements des formations géologiques dans le domaine du SASS. Ces différentes formations présentent dans ce domaine, celui du Sahara Septentrional sont bien décrites dans les rapports de l'OSS (2003a et b) suite à une synthèse géologique tirée de différentes études et/ou prospections mettant en relief les deux principaux systèmes aquifères identifiés dans ce vaste domaine (CI et CT). Dans ce qui suit, nous résumons cette synthèse géologique, partie algérienne pour chaque système.

1.2.1. Le Continental intercalaire (CI)

Le terme « Continental Intercalaire » désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins ; à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne et au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomaniennne.

Les formations du Continental Intercalaire (CI), de nature diversifiées, s'étendent du flanc sud de l'Atlas saharien et Aurès jusqu'en bordure de la plate-forme saharienne, formant une auréole continue d'El Goléa jusqu'à la limite sud de la Hamada El Hamra en Lybie et sont directement surmontées par les argiles et les carbonates du Cénomanienn. Au Nord-Ouest du bassin, le CI affleure tout au long de l'Atlas saharien et au Nord-Est au pied de la falaise du Dahar et du Jebel Nefusa en Tunisie. Plus au Sud, il repose directement sur les formations marines du Paléozoïque.

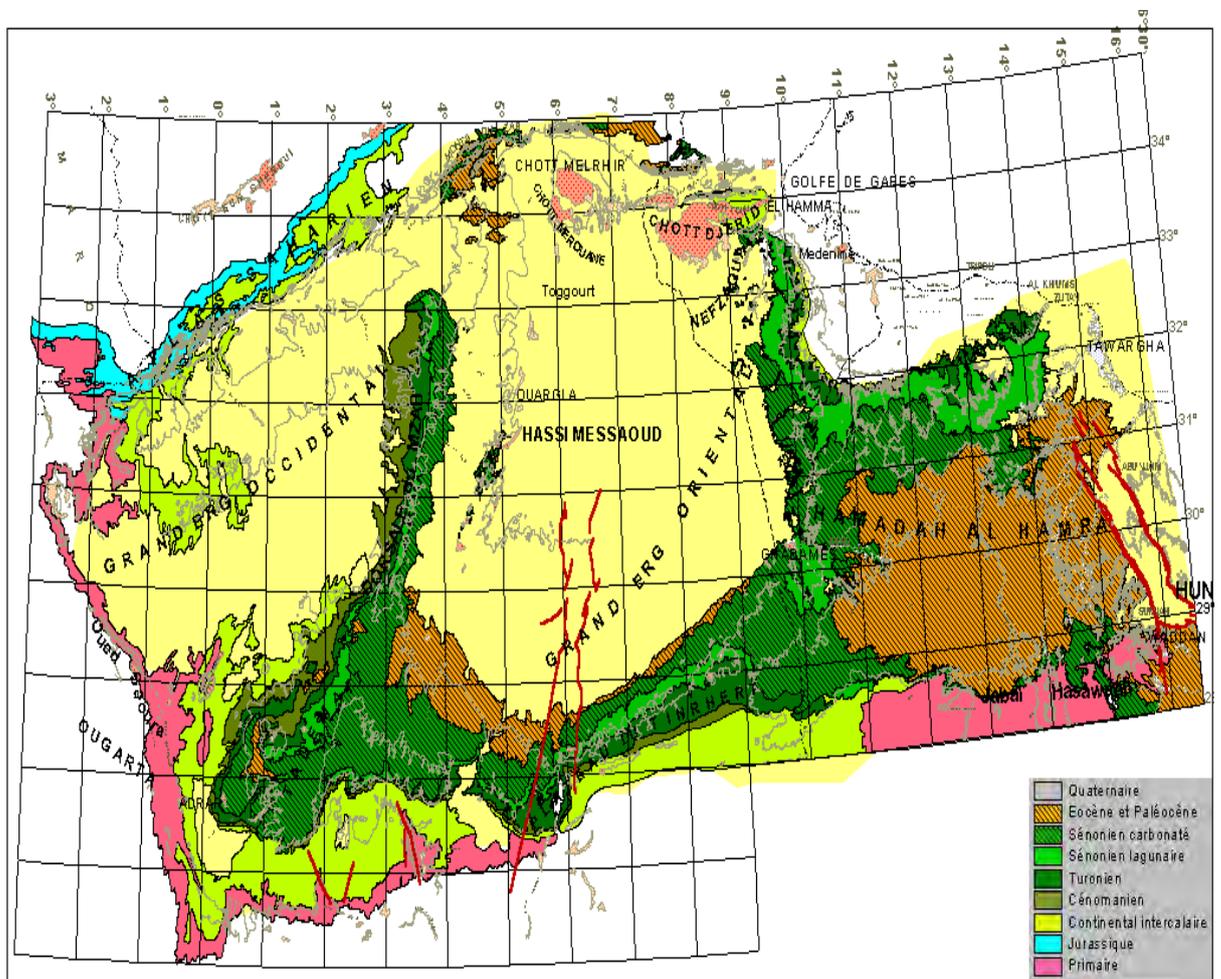


Fig. IV.4 : Carte géologique du SASS (OSS, 2003).

Il est formé surtout de formations continentales grés-argileuses du Crétacé inférieur dont il constitue la formation aquifère la plus étendue de la région et détermine les limites attribuées à la zone du Système Aquifère du Sahara Septentrional (OSS, 2003a et b).

En Algérie, sur la base des travaux de BUSSON (1970) et de FABRE (1976), il est, principalement, formé de : -

Le Trias :

Le Trias présente une grande variation de faciès (nature lithologique) et d'épaisseurs. Il est divisé en grandes unités lithologiques distinctes qui peuvent être : salifères, argileuses, argilo-gréseuses ou carbonatées. L'épaisseur de ces différentes formations varie principalement là où s'intercalent des bancs salifères. L'épaisseur du Trias argilo-gréseux inférieur augmente vers le Nord-Ouest (150-180 m). Elle diminue dans les zones de hauts-fonds (Hassi Messaoud, G. El Baguel). Le Trias salifère présente une grande variation épaisseur, il est de 700 m au N-E de Ghadamès et atteint 1300 m à Hassi Messaoud) (UNESCO, 1972 et OSS, 2003a).

Le Jurassique :

Le Jurassique inférieur et moyen (Lias-Dogger) est formé, surtout, de couches évaporitiques constituées essentiellement de sel, d'anhydrite et d'argiles auxquelles se superposent des couches franchement marines et qui se présentent sous forme de calcaires et argiles renfermant par endroits des bancs d'anhydrite.

En Algérie, la transgression jurassique couvre tout le bassin du Grand Erg Oriental et les dépôts marins y sont très épais et de natures confinés.

Le passage du Jurassique au Crétacé inférieur se caractérise par des apports terrigènes ou détritiques ayant pour origine les reliefs nourriciers situés au Sud du bassin saharien (principalement le massif du Hoggar).

Le Crétacé inférieur :

Il est constitué par des couches terrigènes fluvio-délaïques qui sont en contraste lithologique et sédimentaire avec les formations marines du Jurassique supérieur.

Le Crétacé inférieur comprend, du bas en haut :

- Le Néocomien est formé d'argiles vertes et rouges avec de l'anhydrite en bancs plus fréquents à la base. Elles sont surmontées par une alternance de dolomies et d'argiles.
- Le Barrémien est caractérisé par des grès fins ou grossiers et d'argiles. Les intercalations carbonatées sont peu nombreux et cantonnées au Nord-Est du Sahara.
- L'Aptien est représenté dans la grande partie du Bas-Sahara, par 20 à 30 m en moyenne, de dolomies qui s'alternent avec des lits d'anhydrite, d'argiles et de lignite (sédimentation lagunaire).
- L'Albien est caractérisé par le retour de la sédimentation terrigène. Il regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sous-jacent attribué au Cénomanién.
- Le Cénomanién est formé par une alternance de bancs de dolomies, de calcaires dolomitiques, d'argiles et d'évaporites (anhydrite ou sel). Son faciès varie : au Sud d'Ouargla, les argiles et les évaporites dominant, au Nord, au contraire, les bancs de calcaires et de dolomies sont majoritaires. De plus, son épaisseur augmente du Sud vers le Nord (de 50 m dans le Tademaït à 350 m dans le Bas-Sahara). La présence de nombreux bancs d'évaporites et d'argiles rendent le Cénomanién imperméable (BEL et CUCHE, 1969). Le Cénomanién inférieur à moyen est argileux dans le Tinrhert et le Bas-Sahara. Le Cénomanién supérieur y est calcaire.

Cette diversité de la nature lithologique de ces formations et leur grande extension ont favorisé la formation de ce grand aquifère.

La carte des épaisseurs de la nappe du Continental Intercalaire (CI) résultant de la soustraction des cotes du mur à celles du toit du CI (Fig.IV.5) montre que les épaisseurs de cette nappe sont variables et des variations brutales d'épaisseurs sont observées sur la limite Nord-Ouest du bassin dues à la flexure sud atlasique. Les réserves sont estimées à 20.000×10^9 m³ pour une porosité efficace de 5% et avec un flux moyen annuel de recharge naturelle de $0,296 \times 10^9$ m³/an, le taux de renouvellement de la nappe du CI s'établit à $1,48.10^{-5}$; soit une durée de 70.000 ans environ (OULD BABA SY, 2005).

1.2.2. Le Complexe Terminal (CT)

Le Complexe Terminal est, quant à lui, un ensemble assez peu homogène incluant des formations carbonatées du Crétacé supérieur et des épisodes détritiques du Tertiaire, principalement du Miocène. Cependant Il est noté dans l'étude OSS (2003b) que classiquement, et selon la définition de KILIAN (1931), le terme « Continental terminal » désignait les formations continentales, sableuses et argileuses du Miopliocène. Mais d'après BEL et DEMARGNE (1966) : « La nappe du Continental Terminal contenue dans les sables du Mio-pliocène est plus ou moins en relation avec les nappes de l'Eocène, du Sénonien et du Turonien, de sorte qu'à l'échelle de l'ensemble du Sahara, on peut considérer que ces différents niveaux forment une seule et même nappe, la nappe du Continental Terminal, par opposition au Continental Intercalaire ».

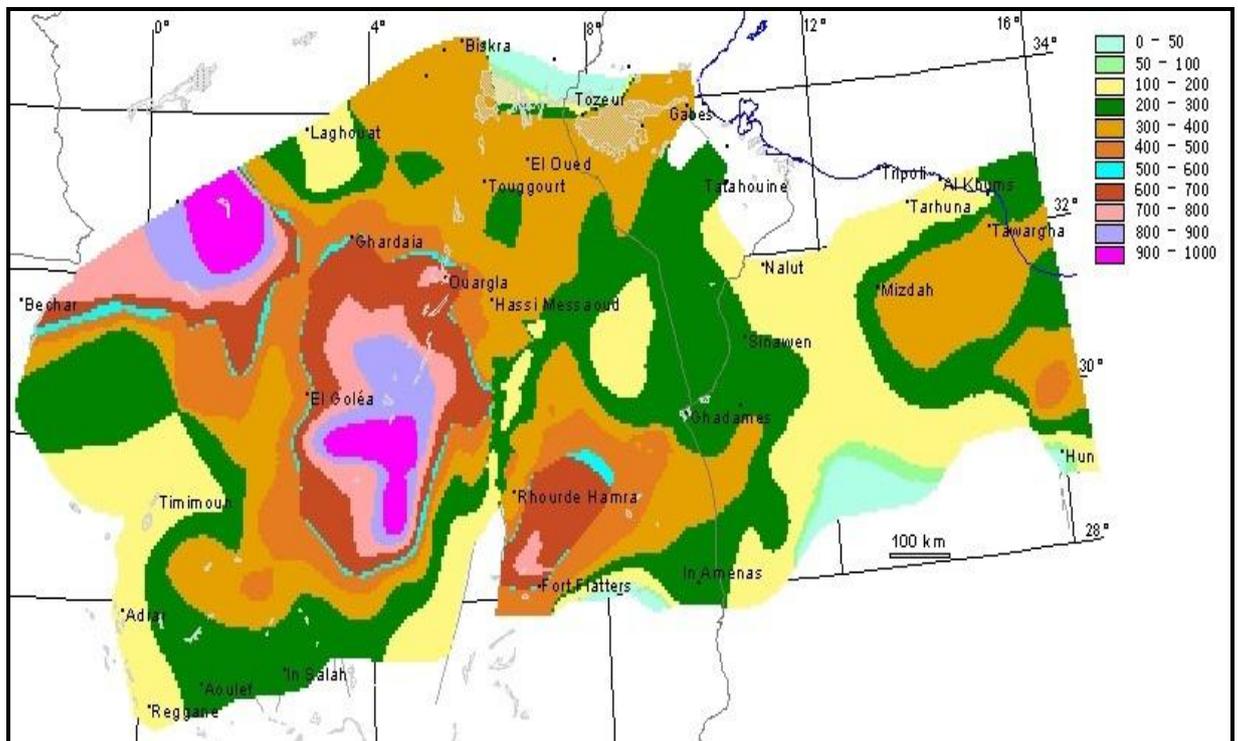


Fig. IV.5 : Carte des épaisseurs de CI (OSS, 2003b).

C'est avec le projet ERESS que l'on verra apparaître la notion de « Complexe Terminal », appellation publiée pour la première fois par BEL et CUCHE (1969) : ce terme de « nappe du Complexe Terminal » qui groupe sous une même dénomination plusieurs aquifères situés dans des formations géologiques différentes, a été retenu car ces nappes font bien partie d'un même ensemble

hydraulique. Les intercommunications entre Sénonien, Eocène et Miopliocène sont évidentes sur l'ensemble du Bassin, à l'exception de la région des chotts où l'Eocène moyen et supérieur imperméable vient s'intercaler. La nappe turonienne est plus individualisée par suite de la couverture imperméable du Sénonien lagunaire. Cependant, ses niveaux concordent avec ceux du Sénonien ou du Miopliocène sur la bordure du bassin ».

Le Complexe terminal affleure aux endroits suivants :

- au Nord, dans le sillon des chotts algéro-tunisiens
- à l'Est, le long du flanc oriental du Dahar et du J. Nafusa,
- au Sud, sur les plateaux de Tinrhert et de Tademaït,
- à l'Ouest, sur la dorsale du M'zab.

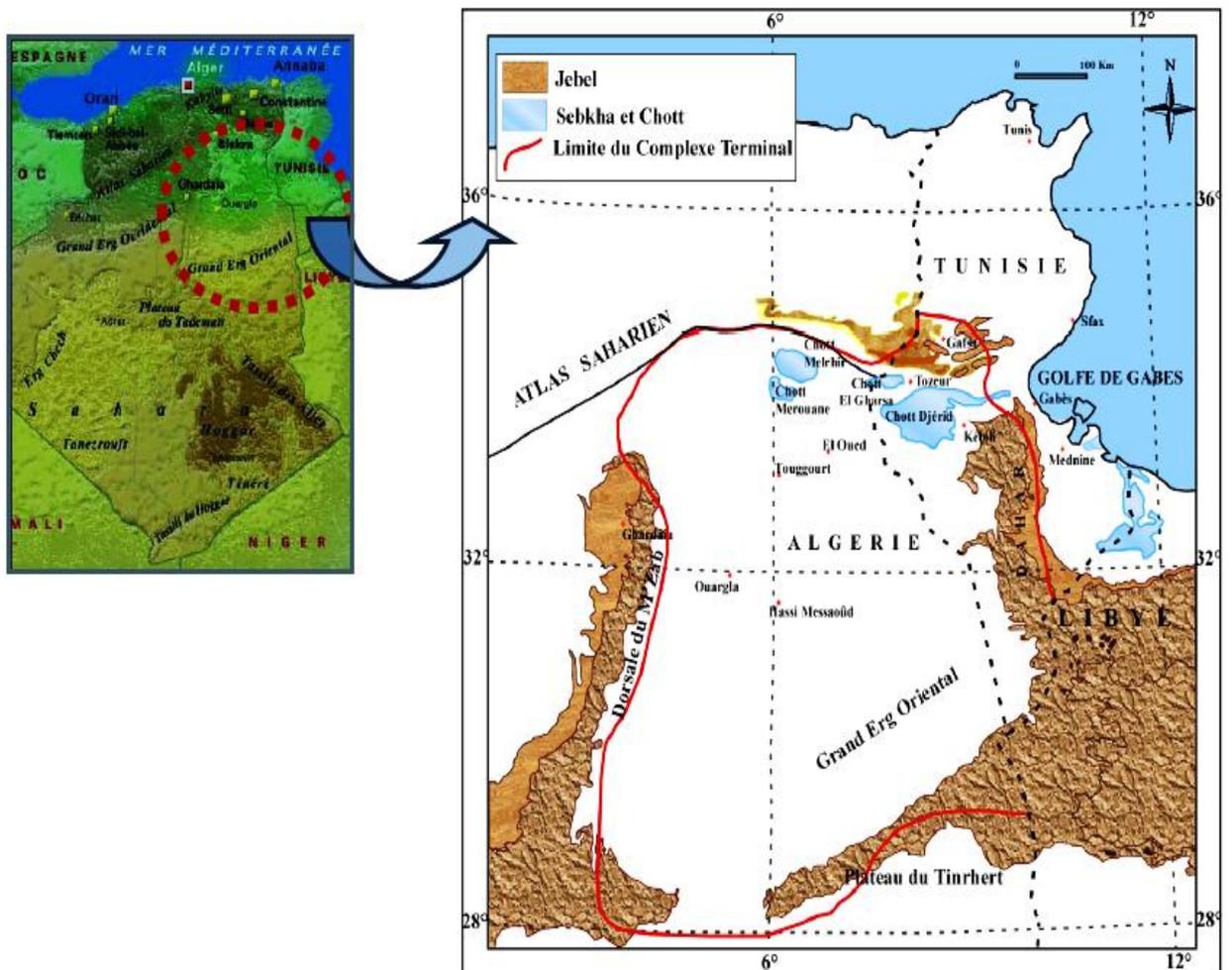


Fig. IV.6 : Délimitation de la nappe du Complexe Terminal dans le bassin Algéro-Tunisien, (Hadj Ammar, 2016).

En Algérie le Complexe Terminal est formé de :

Le Turonien :

Il se présente sous trois faciès, au Sud un faciès calcaro-marneux ou calcaireux et au Nord à nouveau un autre calcaro-marneux. Son épaisseur moyenne varie entre 50 et 100 m. Elle augmente cependant dans la région des chotts où elle dépasse 300 m (BEL et CUCHE, 1969).

Le Sénonien :

Il s'individualise en forme de deux faciès principaux :

- Le Sénonien inférieur, à sédimentation lagunaire, est caractérisé par des formations argileuses et salifères ou sulfatées à anhydrite et sel gemme ; il est très peu perméable.
- Le Sénonien supérieur ou Sénonien carbonaté est formé de dépôts carbonatés et sont perméables.

L'Eocène :

Du point de vue lithologique, on différencie dans l'Eocène deux ensembles différents. A la base, l'Eocène carbonaté est formé essentiellement par des dolomies et des calcaires dolomitiques admettant quelques intercalations de marnes, d'argiles ou d'anhydrite. Son épaisseur varie entre 100 et 500 m dont l'épaisseur maximale se situe dans la zone du Bas-Sahara. Au sommet, l'Eocène évaporitique est formé par une alternance de calcaires, d'anhydrite et de marnes. Son épaisseur atteint une centaine de mètres sous les Chotts (BEL et CUCHE, 1969).

A noter que l'Eocène constitue le dernier épisode marin du Sahara algérien (BUSSON, 1970).

Le Mio-plio-Quaternaire :

Dans le Bas Sahara, le Tertiaire est continental, il se présente sous forme d'un faciès sablo-gréseux et argileux avec du gypse et il est relativement épais. Cependant, la sédimentation, surtout lacustre, se présente sous forme de séries sableuses et argileuses connues sous le nom du Continental terminal (Mio-Pliocène) dont l'épaisseur peut atteindre, dans la région des Chotts algéro-tunisiens, plusieurs centaines de mètres. On y identifie, dans la région des Chotts, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu. L'ensemble est surmonté par le Plio- Quaternaire argilo-sableux et gypseux qui

résulte de la sédimentation en milieu lacustre durant la phase d'assèchement des lagunes des chotts.

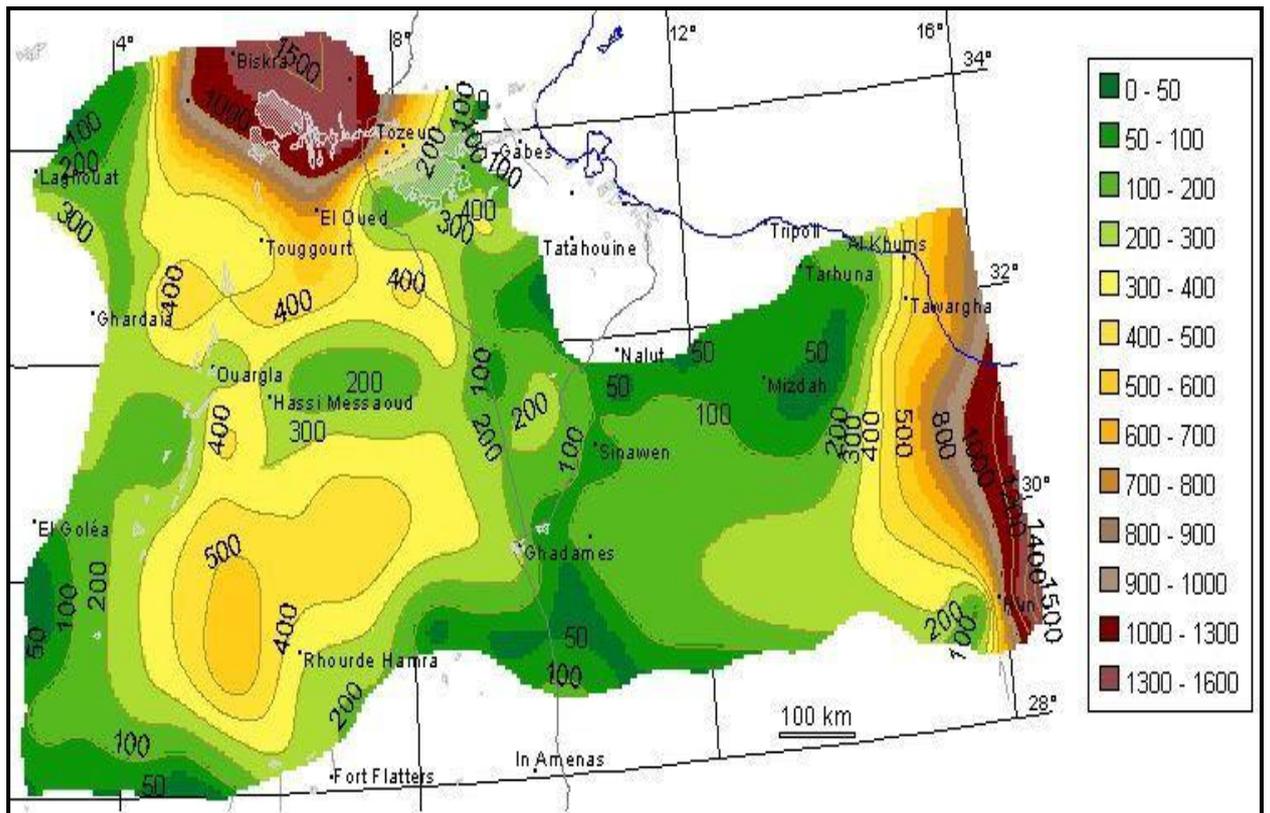


Fig. IV.7 : Carte des épaisseurs de CT (OSS, 2003.b).

Comme pour le CI, la carte des épaisseurs du CT est déduite par soustraction des cotes du mur à celles du toit du CT (Fig. IV.7). La réserve de la nappe est évaluée à 11.000×10^9 m³ pour une porosité de 5%. Avec un flux moyen annuel de recharge naturelle de $0,573 \times 10^9$ m³/an, le taux de renouvellement de la nappe du CT s'établit à $5,2 \cdot 10^{-5}$; soit une durée de 20.000 ans environ (OULD BABA SY, 2005).

Unités stratigraphiques	Unités géologiques	Unités lithostratigraphiques	Unités Hydrogéologiques	Complexes Aquifères	
Quaternaire	Alluvions, sables, argiles, conglomérats	Continental Terminal		Nappe du complexe terminal S.S	Nappe du complexe terminal S.L
Moi-pliocène	Alternances d'argiles , sables et conglomérats		Nappe des sables		
Eocène moyen	Argiles gypseuses	Eocène argilo-éaporitique	Semi perméable		
Eocène inf	Calcaires et argiles	Eocène carbonaté	Nappe des calcaires		
Sénonien sup Maestrichtien Campanien	Calcaires	Sénonien carbonaté			
Sénonien inf	Argiles, gypses, sels	Sénonien lagunaire			
Turonien	Calcaires dolomitiques et dolomies	Turonien dolomitique	Nappe du Turonien		
Cénomanién	Argiles, marnes, marno-calcaires et gypse	Cénomanién argilo-éaporitique	Imperméable		
Albien	Calcaires Marnes - Grés	Albien carbonaté Albien argilo-gréseux	Nappe du Continental Intercalaire	Nappe du Continental Intercalaire	
Aptien	Grés , dolomies	Aptien gréseux			
Barrémien –Lias	Grés				

Tab. IV.1 : Unités lithostratigraphiques, géologiques et hydrogéologiques du Bas Sahara Septentrional.

2. CADRE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DES ZIBAN

La région du Ziban fait partie du grand bassin hydrogéologique du Bas Sahara et appartient au bassin oriental du Bas Sahara septentrional. Elle est caractérisée par une aridité marquée et des écoulements superficiels limités dont les eaux souterraines font son originalité, car indépendantes des fluctuations climatiques actuelles, exceptées les nappes phréatiques, elle comporte plusieurs réservoirs souterrains (aquifères) d'importance bien distincte de part leur nature lithologique, leur structure géologique et leur facilité d'exploitation. Ces aquifères se regroupent dans les deux grands complexes du Bas Sahara septentrional ou SASS : - celui du Continental Intercalaire (CI) et celui du Complexe Terminal (CT). Le complexe du Continental Intercalaire (C.I) est connu sous le nom de la "Nappe Albienne ou des grés", d'une extension qui dépasse de beaucoup la dépression du Bas-Sahara.

Le Complexe Terminal, quand à lui, il regroupe plusieurs nappes d'eau : -

- La nappe des calcaires sénoniens et éocènes.
- Les nappes du continental terminal (C.T) connues sous le nom de nappe des sables ou du Mio-pliocène.
- Les nappes phréatiques du Plio-quadernaire.

2.1. L'aquifère du Continental Intercalaire

La nappe du Continental Intercalaire est contenue dans des formations post-paléozoïques sablo-gréseuses qui vont du Trias à l'Albien. Ces formations sont représentées par une alternance de couches grésosableuses et argileuses où les niveaux perméables prédominent.

Elle est exploitée dans le Bas Sahara septentrional depuis 1954, mais dans la région du Ziban, elle n'est exploitée qu'à Ouled Djellal et Sidi Khaled où les formations gréseuses de l'Albien et du Barrémien sont touchées à des profondeurs de 1500 à 2500 m.

Elle couvre la totalité du territoire saharien septentrional sur environ 600.000 km² et s'étend : du Nord au Sud depuis l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar ; et d'Ouest en Est depuis la vallée de la Saoura jusqu'à la Tunisie pré-saharienne et le désert Libyen.

Son épaisseur moyenne est de 600 m dont presque la moitié est constituée par des grès d'une porosité élevée qui est de l'ordre de 26% (Castany, 1982).

Le schéma hydraulique de l'aquifère établi par Castany (1982), fait apparaître trois principales directions d'écoulement : -

Une direction d'écoulement Ouest - Est drainant la zone Nord-Est de la nappe, vers le chott Djerid en Tunisie, où les eaux s'évaporent. Notant aussi, qu'un drainage dans la même direction se fait vers le golfe de Gabes.

Une direction Sud-Nord alimente la zone du sous bassin hydrogéologique du bas Sahara au Nord-Est à partir de la zone d'alimentation de Tinhert.

Une direction liée à la structure géologique d'ensemble de l'aquifère ; car les grands accidents subméridiens et verticaux du Hoggar se prolongent vers le nord dans la couverture, déterminant un compartimentage dans le réservoir. Cependant la continuité lithologique existe et assure une continuité hydraulique dans l'aquifère.

Les zones d'alimentation de la nappe, dans sa partie orientale sont limitées aux zones d'affleurement du réservoir : au Nord, l'Atlas saharien, à l'Est, la région du Dahar en Tunisie.

La minéralisation de l'aquifère est très variable. Elle croît dans des zones d'alimentation vers les exutoires et en profondeur en relation avec les niveaux argileux présents. Dans le bassin oriental elle est maximale au centre du bassin (5 g/l) et diminue vers la périphérie où elle atteint 1.5 à 3 g/l dans le Dahar (Est), le Tinhert (Sud) , Ouargla (Ouest) et Zab el Chergui (Nord).

2.2. L'aquifère du Complexe Terminal

Cet aquifère se compose de deux systèmes aquifères principaux, d'âge et de lithologie différents, séparés par des formations semi-perméables ou imperméables du Cénomaniens. Ce sont : -

- Au sommet, le Continental terminal proprement dit, qui couvre la majeure partie du bassin nord-oriental sur une superficie d'environ 350.000 km². Il est limitée à l'Ouest par la dorsale du M'Zab, au Nord par l'accident sud atlasique, à l'Est par le Dahar en Tunisie et au Sud par la falaise méridionale de Tinrhert selon une ligne passant au nord de l'axe Ain Salah. Il est formé par les sables et grès du Mio-

Pliocène, couvrant en discordance, pratiquement la totalité de l'Erg oriental depuis la dorsale du M'zab à l'Ouest jusqu'au Dahar en Tunisie à l'Est.

- A la base, la Nappe des Calcaires qui s'étend sur presque l'ensemble du bassin. Elle est contenue dans les calcaires du Sénonien et de l'Eocène. Son épaisseur est plus importante dans la région des Zibans (jusqu'à 600 m) et décroît d'une manière significative vers le Sud. Il s'agit d'un aquifère fracturé surtout, en bordure de l'accident sud atlasique.

Par leurs grandes extensions et leurs faibles profondeurs, ces aquifères sont les plus exploités dans la région des Zibans. La nappe des sables est surtout exploitée dans le Zab El Chergui (Sidi Okba, Ain Naga, M'ziraa, El Houch, El Feidh,,,) par contre, la nappe des calcaires est exploitée dans le Zab el Gharbi (Tolga, Doucen) et nord-occidentale de la Fosse Sud Aurésienne (Chetma, Sidi Khilil, Droh).

Dans ce bassin, l'écoulement se fait principalement, du Sud vers le Nord avec des composantes NW-SE ou N-S dans sa partie septentrionale. Les eaux convergent des zones d'alimentation vers les chotts (Merouane, Melhrir et Djerid en Tunisie).. La nappe est en charge au Nord et libre dans sa partie sud. L'alimentation se fait sur les affleurements perméables, par infiltration des eaux de ruissellement apportées par les oueds qui descendent les reliefs de bordure. Un apport non négligeable se fait par l'impluvium propre du Grand Erg oriental. La porosité, dépendante de la lithologie, est estimée à 30% dans les sables du Mio-Pliocène et à 20% dans les calcaires du Sénonien et de l'Eocène supérieur (Castany, 1982).

Les eaux de ce complexe présentent une grande hétérogénéité verticale et horizontale de faciès corrélative à celle des réservoirs en question. D'une manière générale la minéralisation augmente du Sud vers le Nord et il est possible d'identifier, selon Castany, deux zones principales : -

- Une zone à minéralisation faible ne dépassant pas 2 g/l dans les zones d'infiltration (Nord de Ouargla et l'Ouest du M'zab et du Dahar).
- Une zone à minéralisation comprise entre 2 et 5 g/l (Chotts tunisiens, le Nord du Grand Erg oriental (Zibans, Souf, Oued Rhir).

2.2.1. La nappe des calcaires sénoniens et éocène

Cette nappe est, surtout, formée de calcaires fissurés d'âge Eocène inférieur ; elle est la plus sollicitée dans la région des Zibans, est, souvent, appelée « Nappe de Tolga » car, c'est dans cette région qu'elle est la plus anciennement exploitée. Sa profondeur varie de 100 m dans la zone de Tolga à 500 m dans la zone de Lioua.

Unités Stratigraphiques		Aquifères et Aquitards	
Plioquaternaire	Mio-Pliocène	2 ème nappe des sables	<i>Nappe du complexe Terminal</i>
Miocène		Semiperméable	
		1 ère nappe des sables	
Oligocène		Semiperméable	
Eocène moyen		Semiperméable	
Eocène Inférieur		Nappe des calcaires	
Paléocène			
Sénonien supérieur	Maestrichtien		
	Campanien		
	Santonien		
Sénonien inférieur		Semiperméable	
Turonien			
Cénomaniens		Semiperméable	
Albien		<i>Nappe du Continental intercalaire</i>	
Aptien			
Barrémien			
Néocomien		Eau salée	
Malm	Kimmeridgien	Nappe du Jurassique	
	Calovo-ordovicien		
Dogger	Bathonien		
Lias		Toit imperméable	
Keuper			
Mushelkalk			
Bundstandstrein		Nappe salée du Trias	

Fig. IV.8 : Tableau illustrant le schéma multicouche du Bas Sahara algérien.

Aussi, le débit de cette nappe varie de 10 L/s jusqu'à 30 L/s, jaillissant dans les zones d'Ourlal et Lioua.

La nappe des calcaires est alimentée par deux (2) zones ayant chacune son écoulement vers la zone de Tolga. La principale zone d'alimentation se situe au Nord de Tolga, à partir des calcaires de l'éocène inférieur formant le versant sud de l'Atlas Saharien dans la région ; et la deuxième est constituée des formations de l'Eocène inférieur à l'Ouest de Doucen et Ouled.Djellal. Cependant, la nappe n'est pas alimentée, seulement, par la zone d'affleurement des formations de cette aquifère mais aussi par l'intervention d'un impluvium constituant les reliefs méridionaux de l'Atlas Saharien qui dominant Tolga ainsi que les versants de la plaine d'El-Outaya.

Au Nord et au Nord Est de la wilaya de Biskra, cette nappe est représentée par un aquifère très important du Maestrichtien et Campanien, d'une profondeur de 200 à 900 m et de bonne qualité chimique de ses eaux (Meguenni, 2013).

2.2.2. La nappe des sables

Elle forme un système aquifère multicouche et constituée d'une alternance de niveaux détritiques hétérogènes principalement argileux, sableux et caillouteux Mio-pliocènes. En profondeur, les formations deviennent à prédominance argilo-sableuses et repose sur une formation imperméable composée d'argiles ou de marnes à gypse et d'anhydrite selon les endroits. Elle est couverte de dépôts alluvionnaires peu épais ou d'une couche sablo-gypseuse du Quaternaire. Elle a une extension importante et couvre une grande superficie de la région des Zibans. Elle est captée par de nombreux forages, surtout, dans la plaine d'El Outaya et le Zab Chergui. Son épaisseur faible sur les piémonts, augmente progressivement vers les centres des bassins. Elle se subdivise en deux sous-aquifères séparés par une épaisse couche d'argiles et d'argiles sableuses. Le premier (le plus profond) est désigné sous le nom de « Nappe du Pontien » et le second (le moins profond) sous le nom de « Nappe du Mio-pliocène indifférencié ».

Cette désignation est abusive, car elle confond par Pontien et Mio-pliocène indifférencié l'extension horizontale et verticale de celle-ci.

Dans le Zab Chergui, le sens d'écoulement principal de la nappe est vers les Chotts, principalement Chott Melghir (Fig. IV.9). L'alimentation de la nappe, quoi-que minime, est assurée par les nombreux accidents de bordure et par infiltration des eaux de crues des oueds (El biod, Guerchich, El Arab). Son exploitation se fait par les sources et par un très grand nombre de forages artésiens surtout au piémont des Aurès.

La nappe des sables était dans les années soixantes en charge et donc jaillissante au centre du bassin et libre sur ses bordures. Toutefois, après la multiplication de forages à partir des années 1973 et 1974, une diminution continue du débit des forages jaillissants et de la pression piézométrique sont observées avec une disparition progressive du jaillissement.

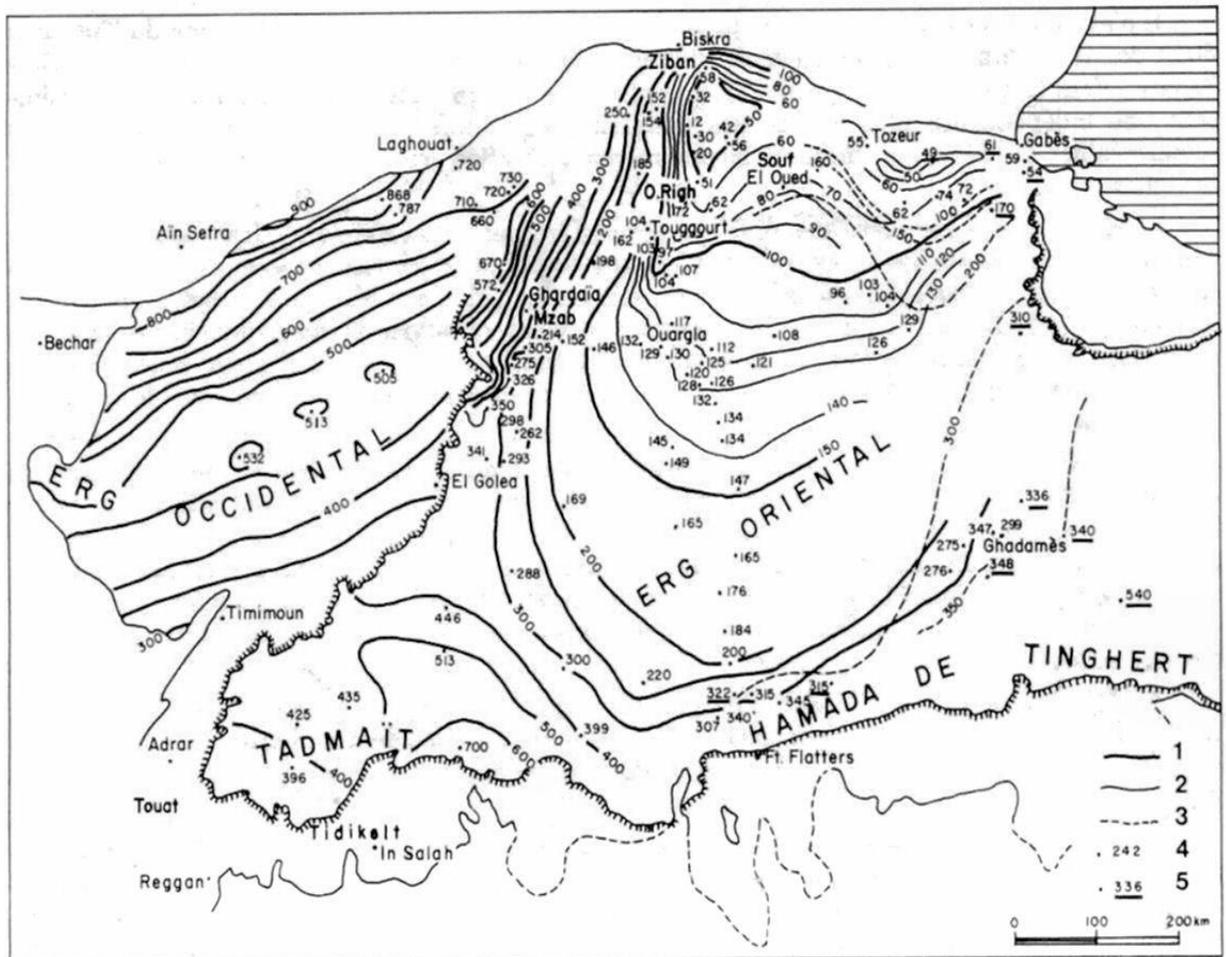


Fig. IV.9 : Carte des isopièzes du Continental Terminal et du crétacé supérieur – Eocène (Cornet, 1961) : 1. Isopièze principale (équidistance 50 m). – 2. Isopièze secondaire (équidistance 10 m).-3 Isopièze du turonien.- 4. Niveau statique du centinental terminal et du crétacé superieur-éocène.-5. Niveau statique turonien (au dessus du niveau de la mer).

2.2.3. Nappe phréatique du Quaternaire

Elle est localisée dans les accumulations alluvionnaires du Quaternaire. Elle est mieux connue au niveau des palmeraies de Tolga et des Oueds (Oued Biskra : nappes d'inféro-flux), sa profondeur varie de 0 à 10 m ; son réservoir de composition hétérogène est constitué par des matériaux détritiques (blocs, de galets, de graviers et de sables). Son substratum est formé d'une épaisse formation argileuse, parfois, il apparaît sous forme de lentilles de sables en discordance avec les couches d'argiles. Elle est, surtout, alimentée par les eaux de précipitations, les infiltrations des oueds et les eaux d'irrigations. Ses eaux de sont salées à très salées et sont chlorurées alcalines et sulfatées calco-magnésiennes (Rechachi, 2016).

2.2.3. Fonctionnement hydraulique de l'aquifère du Mio-pliocène

La carte piézométrique présente, pour une date donnée, la distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques, ainsi que des conditions aux limites hydrodynamiques.

Les mesures piézométriques réalisées en 2000 et 2008 par l'ANRH de Biskra et la carte piézométrique (Fig. IV.10 et Fig. IV.11) nous ont permis de bien visualiser l'écoulement des eaux souterraines de la plaine du Zab Est de Biskra. L'écoulement dans son ensemble se fait du Nord vers le Sud du bassin. Elles montrent un sens général d'écoulement se dirigeant du Nord-ouest vers le Sud-est (région du Chott Melghir). Aussi, on remarque la présence d'un cône de dépression dans la région de Biskra due probablement à la surexploitation de la nappe dans cette localité surtout pour l'irrigation. Aussi, elles présentent des courbes piézométriques très serrés dans la partie Nord-Ouest ce qui nous donne une idée sur le gradient hydraulique qui est fort à cause de la topographie de la région. Les courbes iso-pièzes sont espacées au centre de la plaine (Nord-est et Sud) avec un gradient hydraulique très faible indiquant un écoulement lent dû à la topographie plane de la région et l'agencement des dépôts mio-pliocènes.

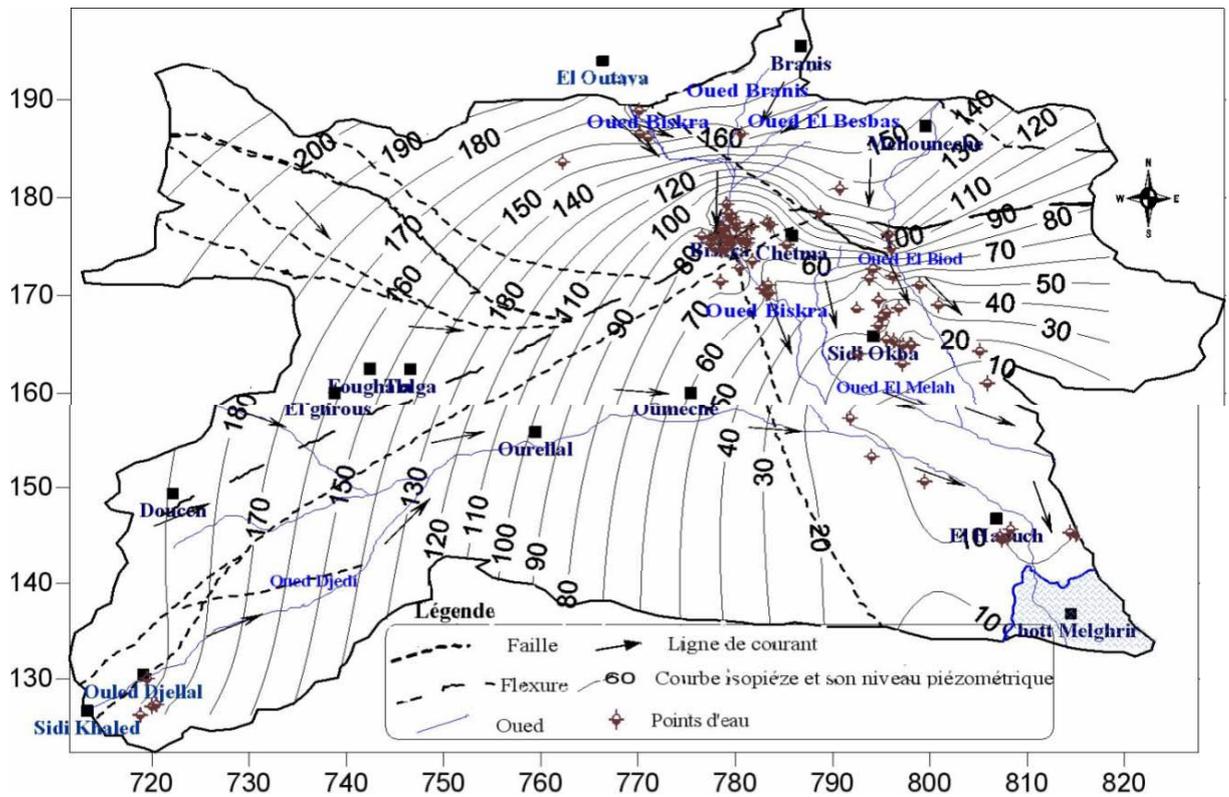


Fig. IV.10 : Carte piézométrique de la nappe de Miopliocène 2000 (ANRH, Biskra).

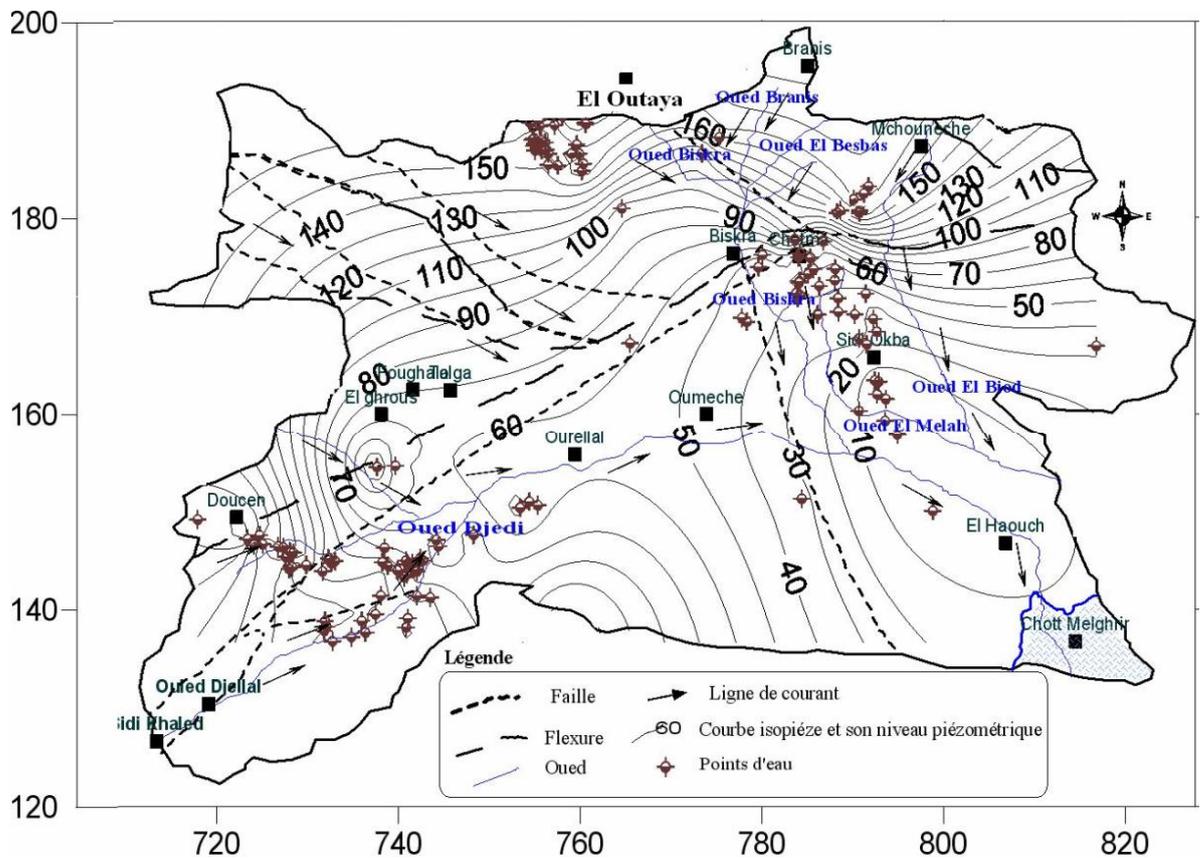


Fig.IV.11 : Carte piézométrique de la nappe Mio-Pliocène du Zab Chergui, 2008 (ANRH, Biskra).

Les lignes de courant pour l'ensemble de la plaine sont dirigées vers la zone de dépression située au Sud-est de la région d'étude, il s'agit en fait de zone de chott à altimétrie négative qui peut atteindre dans quelques endroits -40 m, cette zone constitue le point de convergence et d'exécutoire naturel de la majorité des grands oueds qui drainent la région du Zab Chergui.

L'écartement des courbes piézométriques est en fonction du gradient hydraulique. Ce gradient est autant plus fort que les courbes sont plus serrées, c'est notamment le cas à la limite Nord-ouest de la région d'étude selon un axe El Outaya - Biskra. Ce gradient est directement lié à la perméabilité du milieu, à la vitesse d'écoulement et au débit.

Afin de suivre l'évolution piézométrique de la nappe du Mio-pliocène, les variations du niveau piézométrique ont été suivies pendant deux périodes 2000 et 2008 par les services des ressources en eau de la wilaya de Biskra en collaboration avec l'agence nationale des ressources en eau (ANRH).

La figure IV.12 illustre la carte de rabattement entre 2000 et 2008. Elle montre la présence de deux zones d'abaissement du niveau piézométrique, l'une dans la région de Biskra (48 m) ; l'autre abaissement du niveau piézométrique ou rabattement de l'aquifère est observé selon l'axe Biskra- El Outaya qui atteint un abaissement de 34 m. ces abaissements sont dus à la surexploitation de la nappe où un nombre important des forages sont recensés dans ces zones (249 forages à Biskra et 260 forages à El Outaya). Le volume soutiré de cet aquifère est de l'ordre de 22 hm³/an selon les estimations de l'ANRH (2008). Par contre les forages qui occupent le reste de la région ont enregistré un rabattement qui varie entre 10 et 16 m (Sedrati et al., 2011).

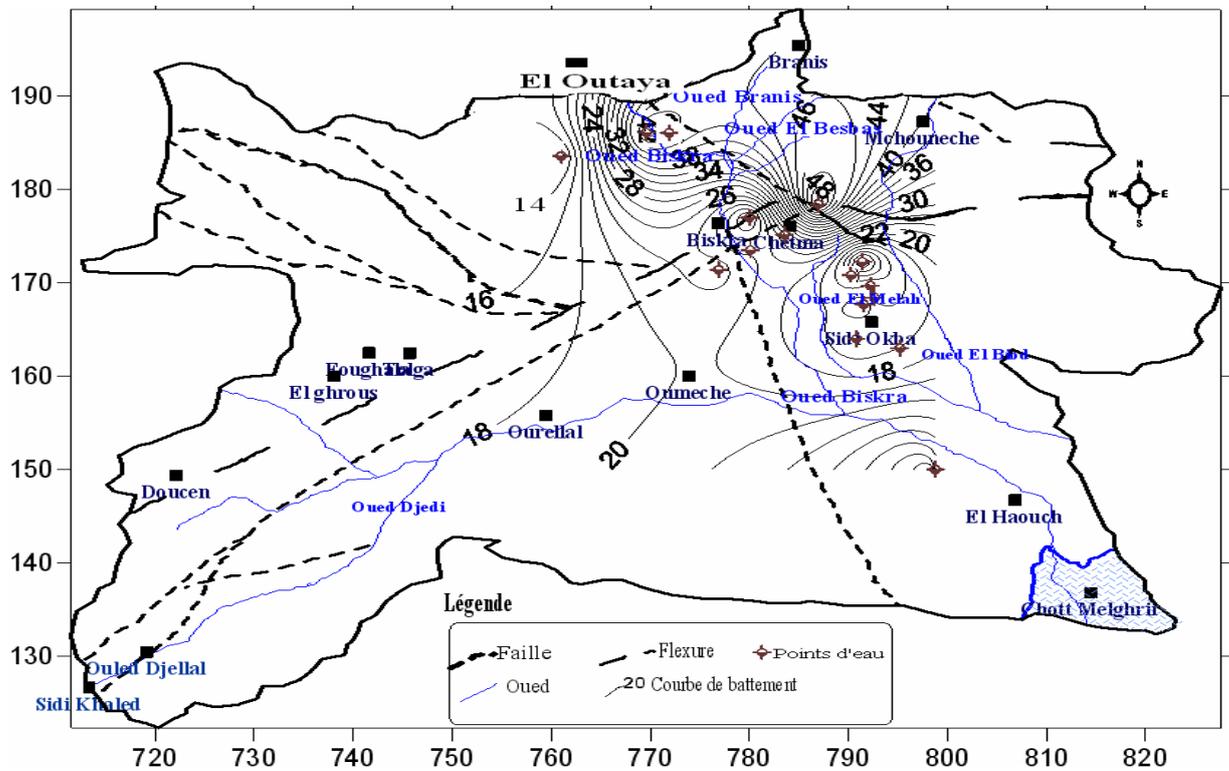


Fig. IV.12 : Carte de battement de la nappe du Miopliocène 2008 (ANRH, Biskra).

CONCLUSION

Le bassin de Chott Melrhir - Zab Chergui - fait partie du grand bassin hydrogéologique du Sahara septentrional (SASS) où deux complexes aquifères s'identifient : - le complexe aquifère du continental intercalaire (CT) et le complexe terminal (CT).

Le complexe terminal se compose de deux systèmes aquifères avec à la base la nappe des Calcaires et au sommet celle du continental terminal principalement mio-pliocène.

Le principal aquifère exploité dans le Zab Chergui est celui du Mio-pliocène connu sous le nom de "la Nappe des Sables" ; il est constitué d'une alternance de niveaux argileux, sablo-gréseux et caillouteux couvrant une grande partie de la région du Ziban dont son écoulement principal se fait vers Chott Melghir. D'un renouvellement lent, son alimentation est, surtout, assurée par les nombreux accidents de bordure et par infiltration des eaux de crues des oueds (El Abiod, El Arab,...).

CHAPITRE V
GEOMETRIE DU SYSTEME AQUIFERE

INTRODUCTION

Afin de mettre en évidence la relation de la succession des formations ou ensembles litho-stratigraphiques identifiées dans les dépôts du Mio-pliocène dans le Zab Chergui et donc déterminer leur extension et/ou évolution spatio-temporelles (latérale et verticale) dans le but de visualiser leur agencement nous permettant de préciser les niveaux aquifères existants ainsi que leur géométrie, un nombre important de coupes et de corrélations litho-stratigraphiques ont été établies à travers l'ensemble de la région d'étude. Ces corrélations sont alimentées par une série de données, de coupes géologiques de terrain et de forages d'eau réalisés au profit de Direction des Ressources en eau de Biskra (ex DHW), prise en partie des travaux de Chebbah (2007) sur ces dépôts dans la région.

Pour se faire, les corrélations de différents transects ou tracés des coupes ont été faites (Fig. V.1). Ces corrélations sont basées sur l'utilisation de coupes de terrain et des logs des forages hydrauliques tout en tenant compte de la variation lithologique et des calages stratigraphiques ou âges des différentes formations traversées.

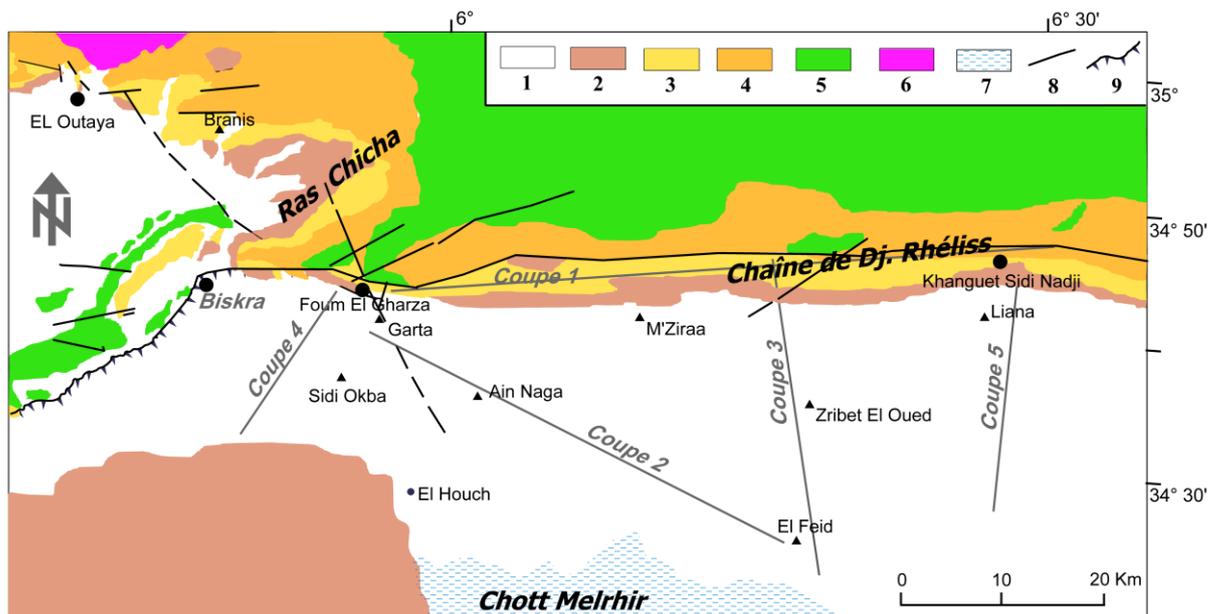


Fig. V.1 : Localisation des tracés de coupes.

Toutefois, avant ces corrélations, il nous semble nécessaire de préciser les points suivants :-

- a- Les corrélations entre forages sont difficiles car la série est assez monotone et il n'existe pas de niveaux repères faciles à identifier. De plus la qualité des coupes

lithologiques fournies par les foreurs ne permet pas une étude stratigraphique à partir de ces seules données. En effet ces professionnels ne distinguent généralement que les faciès qui modifient l'avancée de l'outil. Ainsi on trouve le plus souvent un lexique descriptif simple. Les expressions « sables argileux » ou « grès friables » sont associées à une mention de la couleur, « jaune », « sombre », « brune », ou de la cohésion, « tendre », « induré ». Les termes « marnes » ou « argiles » sont souvent employés indifféremment l'un pour l'autre et il peut être fait mention de la couleur, « jaune », « bleu », « gris », « vert », ou de compléments du type « compact » ou « sableux ». Enfin « calcaire » ou « roche dure » désignent en fait toute formation plus dure à forer. Il peut s'agir des calcaires, de conglomérats ou encore de grès. Toutefois, bien que la qualité de ces données soit très variable et qu'une interprétation fine et précise soit difficile, l'étude de ces forages permet de construire un canevas général de l'organisation de ces dépôts.

b- Dans ce bassin, deux visions différentes sur l'interprétation des conditions de dépôts.

- La vision classique (Laffitte, Guiraud, Busson, Cornet.) considère que ce bassin est comblé par des dépôts détritiques rouges continentaux (fluviaux, alluviaux et cônes de déjection) datant du Miocène supérieur (Pontien) et du Pliocène. Ainsi, ces études géologiques et hydrogéologiques ne proposent qu'une schématisation très grossière pour ces formations et aucune caractérisation bien déterminée des limites et du remplissage du réservoir aquifère mio-pliocène ; ceci, en se contentant seulement de quelques coupes schématiques et interprétatives à travers le bassin par manque de données suffisamment denses et fiables.

- La vision basée sur la stratigraphie séquentielle (Chebbah, 2007 ; Chebbah et Lamouroux 2012), qui à travers la réinterprétation des observations anciennes et le levé de nouvelles coupes, donne une autre analyse étayée par la stratigraphie séquentielle. Elle apporte une vision contemporaine qui modifie la vision classique et considère qu'au cours du Mio-pliocène ce bassin correspond à un sillon subsident, comblé, essentiellement, par des dépôts siliciclastiques dans lesquels quatre ensembles se différencient. Ces derniers montrent des variations latérales de faciès et d'épaisseur très importantes, lagunaires ou deltaïques au Miocène puis fluvio-deltaïques ou franchement continentaux pendant le Pliocène. Ces ensembles sont

scindés en séquences sédimentaires séparées par des discontinuités majeures (tectoniques ou eustatiques) bien identifiées sur la bordure nord du bassin (Chaîne de Rhéllis). La répartition des différentes associations de faciès de dépôt, sur l'ensemble du bassin, reflète le comblement progressif d'un sillon à taux de subsidence faible à moyen dont son évolution paléogéographique s'inscrit dans le cadre d'un modèle de delta de plate-forme à faible pente sédimentaire associé à un bassin d'effondrement.

Selon cette vision, la paléogéographie de la région des Ziban se résume comme suit (Chebbah et Lamouroux, 2012) :-

Après une continentalisation généralisée post-lutétienne qui a affecté toute la région du Ziban (Atlas saharien et bordure septentrionale de la Plate-forme saharienne), la mer du Miocène inférieur recouvre progressivement la région permettant, par l'intermédiaire de chenaux préexistants, l'inondation partielle des dépressions situées au SE créant ainsi des lagons confinés et sursaturés en saumures. La généralisation de la transgression au Burdigalien permet l'inondation de la fosse sud aurésienne ; des dépôts deltaïques (tidaux) se mettent, alors en place. L'accalmie tectonique qui s'est manifestée au Miocène moyen, conduit à l'isolement de la plate-forme externe du bassin d'El Outaya au nord de l'Accident sud atlasique. Une partie des matériaux débordants la plate-forme interne se trouvent déviés et acheminés vers la fosse ; des dépôts argilo-gréseux envahissent le bassin. Au Miocène supérieur, le déplacement des rivages vers l'Est, conduit de nouveau à l'alimentation du lac provoquant l'installation de dépôts tidaux de nouveau. Au Pliocène, le début du soulèvement des Aurès entraîne une régression importante et le retrait définitif de la mer du domaine atlasique conduisant à l'isolement du sillon avec installation de dépôts mixtes (fluvio-deltaïques).

D'après cette vision, au cours du Mio-pliocène, le bassin est comblé par des dépôts fluvio-deltaïques agencés en chenaux ce qui explique les multiples variations de faciès sur de faibles distances avec la manifestation, surtout, de lentilles gréseuses et conglomératiques ou même argileuses ainsi que leur alternance.

1. CORRELATIONS DES COUPES EN AFFLEUREMENTS

Dans le Zab chergui, les dépôts mio-pliocènes n'affleurent que sur sa marge septentrionale entre Foum El Gharza et Khanguet Sidi Nadji ; ils reposent en discordance sur les calcaires et les marnes blanches (Maestrichtien, Danien et Eocène) de Dj. Guechrich. Leurs corrélations permettent de mieux les caractériser ainsi que de préciser leur agencement et organisation sur toute la marge septentrionale du bassin, nous éclairant sur la structure de ces dépôts sur l'ensemble du bassin et nous servirons de guide dans la détermination de la géométrie de ces dépôts dans le bassin.

De ce fait, une corrélation W-E de la série en affleurement sera faite.

La coupe orientée Nord –Sud (Fig. V.1) recoupe le bassin en allant de la chaîne de Dj. Rhélis vers Garta ; elle montre tout les termes de la série mio-pliocène à l'affleurement et donne une vue d'ensemble sur la configuration du réservoir du Mio-pliocène dans la région. Cette coupe est la coupe la plus complète en affleurement et sera de référence (coupe type) dans nos corrélations.

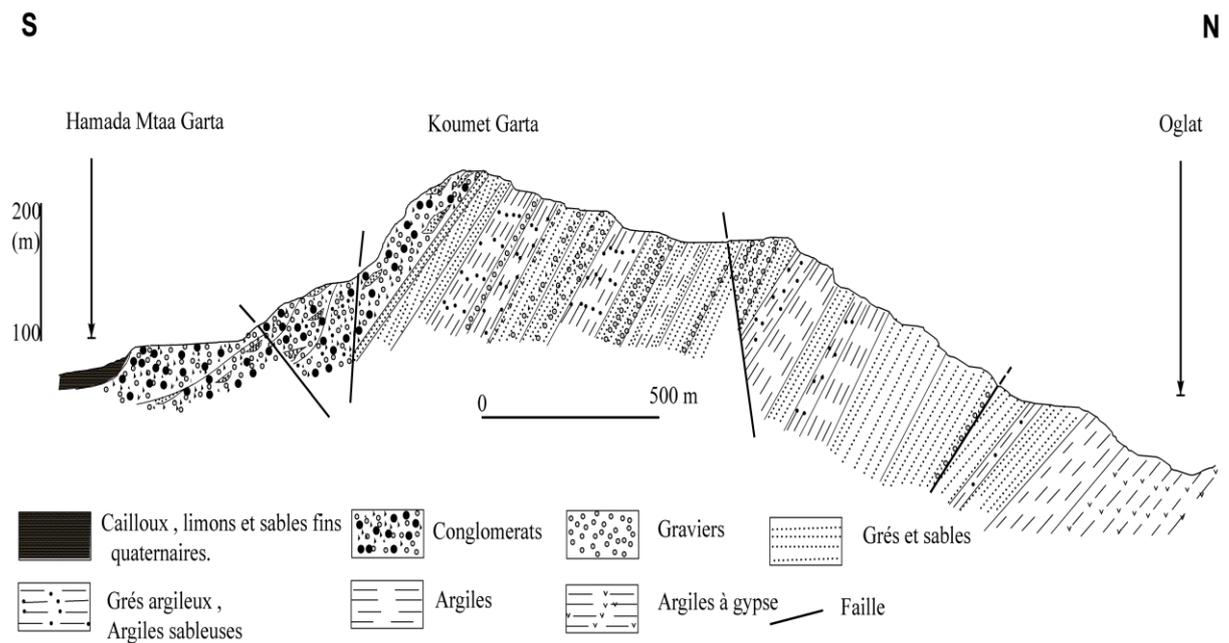


Fig. V.2 : Coupe de terrain entre Hamada Mta Garta et Oglat (Chaîne de Rhéliss) (Chebbah, 2007).

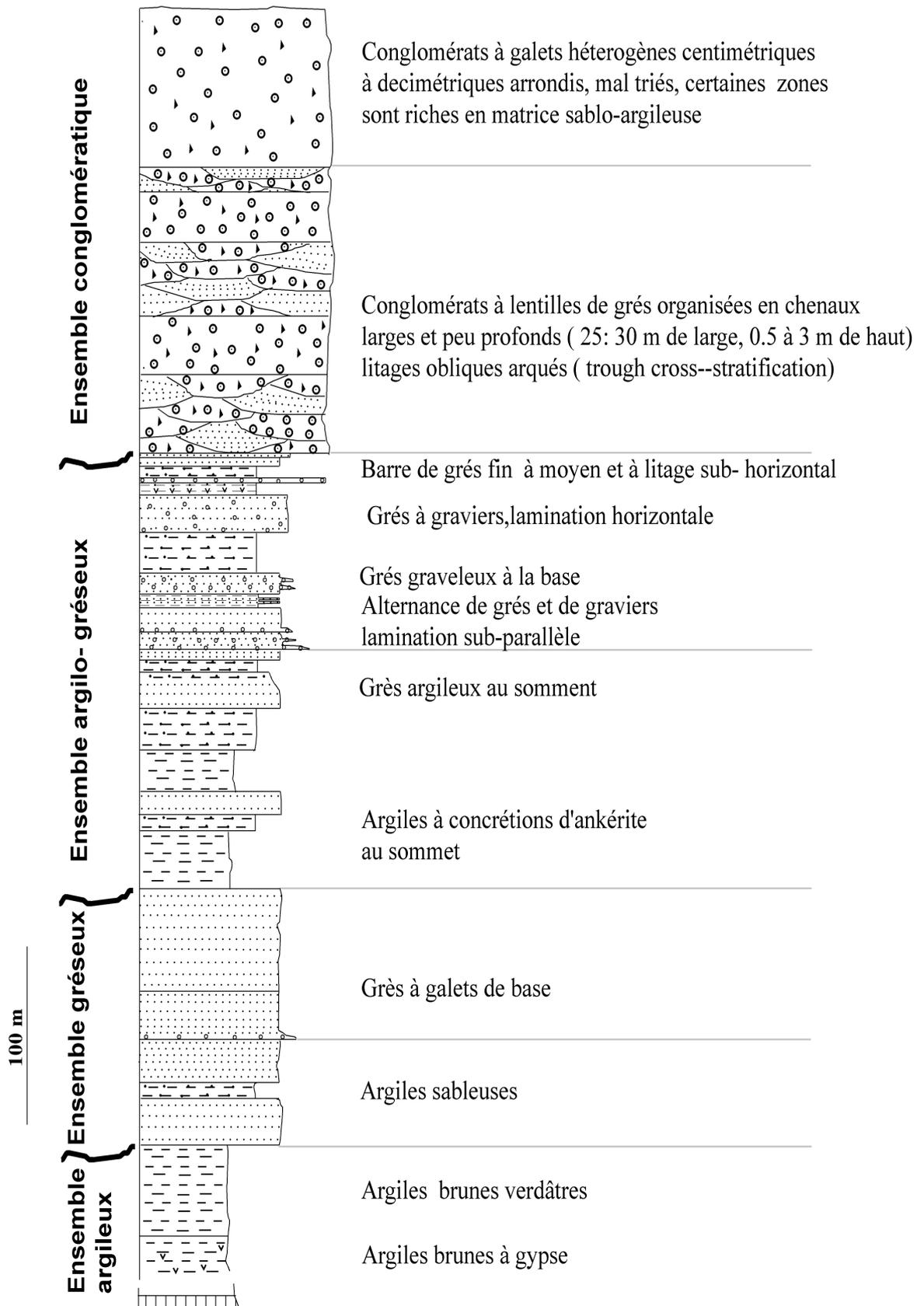


Fig. V. 3 : Coupe – log correspondant à la coupe de terrain entre Hamada Mta Garta et Oglat (Chebbah, 2007).

La figure V.4 illustre les corrélations E-W des affleurements des formations mio-pliocènes de quatre coupes (Foum El Gherza, Koumet Garta, Dj. Zarzour et Khanguet Sidi Nadji) ; ces coupes représentent les différents dépôts mio-pliocènes qui affleurent le long de la chaîne de Rhélis et qui représentent les dépôts de la marge septentrionale du bassin.

Elle montre la superposition d'au moins quatre ensembles mio-pliocènes le long de la chaîne de Rhéliss ; leur organisation séquentielle d'ensemble met clairement en évidence la présence d'un Miocène inférieur à moyen dans ce bassin contrairement à ce qui est admis jusqu'à présent (Chebbah, 2007, Chebbah et Lamoureux, 2012).

L'ensemble 1 (<100 - 170 m) miocène inférieur probable, discordant sur les terrains éocènes-crétacés, présente plusieurs variations latérales de faciès et d'épaisseurs. Il est formé à la base, d'argiles brunes gypseuses que surmontent des argiles brunes verdâtres à gros blocs calcaires (olistromes) et des grès ; dans les deux extrémités de la chaîne (Foum El Gharza et Khanguet Sidi Nadji), il est absent.

L'ensemble 2 (60 - 80 m), miocène moyen, repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur l'ensemble 1, est constitué i) à l'Ouest et au centre de grès moyens bruns conglomératique à sa base et d'argiles sableuses brunes; ii) à l'Est de conglomérats.

L'ensemble 3 (40 - 300 m), miocène supérieur, débute par des argiles brunes ou rouges et se poursuit par des argiles sableuses, des grès argileux et de grès bruns à jaunes et se termine par des grès à niveaux de galets ou de conglomérats.

L'ensemble 4 (80 - 160 m), pliocène inférieur, faiblement discordant sur le précédent, il est formé i) à l'Ouest d'argiles et de grès à lentilles de conglomérats ; ii) au centre d'une épaisse série conglomératique en chenaux (conglomérats à lentilles de grès) ou chaotique (conglomérats polygéniques à galets arrondis et sans organisation interne) ; iii) à l'Est de conglomérats à lentilles de grès permettant des intercalations argileuses.

L'ensemble 5 (environ 100 m), pliocène supérieur, est formé d'une épaisse série conglomératique grossière admettant des passages gréseux à l'Est ; il forme les hauteurs de la chaîne de Dj. Rhéliss.

Ces différents ensembles montrent un dispositif aggradant mettant en évidence une augmentation des épaisseurs des bordures vers le centre du bassin avec une

structure synclinale d'ensemble. Les dépôts passent de fins à la base de la série à des dépôts grossiers au sommet caractérisant un système fluvio-deltaïque.

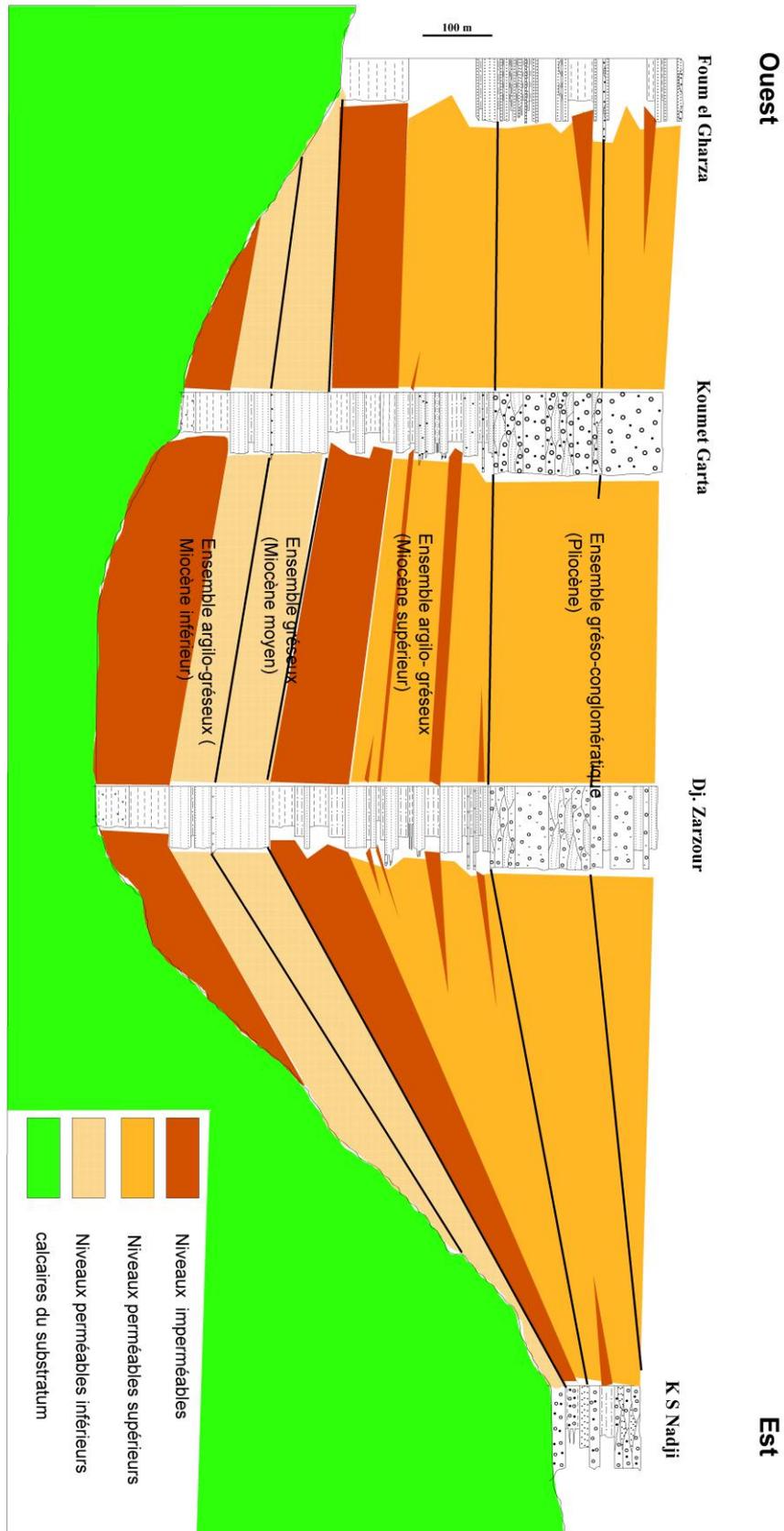


Fig. V.4 : Coupe 1, Corrélation E-W en bordure septentrionale du bassin (chaîne de Rhélliss) entre Foun El Gharza et Khanguet Sidi Nadjji.

2. CORRELATIONS DES DONNEES DES FORAGES HYDRAULIQUES

Plusieurs forages de qualité hydraulique ont été réalisés, sur l'ensemble du bassin, entre la chaîne de Rhélliss au Nord et Chott Melghir au Sud dont quelques-uns ont atteint le substratum anté-miocène. Afin de visualiser l'évolution verticale que latérale des dépôts mio-pliocènes sur l'ensemble du bassin – de la bordure vers le centre –, les données de certains forages sont corrélées avec les coupes d'affleurements utilisées dans la corrélation ci-dessus.

Les corrélations seront faites selon des transects NNW-SSE à NW-SE nous permettant de visualiser l'agencement d'ensemble de ces dépôts des bordures vers le centre du bassin.

2.1. Centre du bassin

Deux coupes ont été faite dans le secteur central du bassin ; la première entre Komet Garta – Ain Naga et El Feidh et la deuxième entre entre Dj. Zarzour – Zribet El Oued et El Feidh. La première, montre 5 ensembles dont les trois premiers sont miocènes alors que les deux derniers sont pliocènes (fig. V.5).

L'ensemble 1 (100 - 170 m) miocène inférieur probable, discordant sur les terrains éocènes-crétacés, présente plusieurs variations latérales de faciès et d'épaisseurs. Il est formé : i) au Nord (chaîne de Dj. Rhélliss), d'argiles brunes gypseuses que surmontent des argiles brunes verdâtres à gros blocs calcaires (olistromes) et des grés ; ii) au centre (secteur Ain Naga - Z'Ribet El oued), d'argiles, d'argiles sableuses ou grés argileux et de grés friables ; iii) au sud (secteur d'El Feidh), d'argiles surmontées de grés argileux (ou argiles sableuses) à galets.

L'ensemble 2 (60 - 80 m), miocène moyen, repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur l'ensemble 1, est constitué : i) au Nord, de grés moyens bruns à base conglomératiques et d'argiles sableuses brunes ; ii) au centre, d'argiles sableuses et de grés argileux à passées sableuses ou gréseuses ; iii) au Sud, d'une alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de grés (ou sables) argileux.

L'ensemble 3 (40 - 300 m), miocène supérieur, est formé : i) au Nord d'argiles brunes ou rouges surmontées d'argiles sableuses, de grés argileux et de grés bruns à jaunes et se termine par des grés à niveaux de galets ou de conglomérats ; ii) au centre, d'argiles gypseuses à galets ou à passées conglomératiques ; iii) au Sud,

d'argiles, d'argiles sableuses et de grès fins à moyens.

L'ensemble 4 (80 - 160 m), pliocène inférieur, faiblement discordant sur le précédent, il est formé : i) au Nord, d'une épaisse série conglomératique en chenaux (conglomérats à lentilles de grés) ou chaotique (conglomérats polygéniques à galets arrondis et sans organisation interne ; ii) au centre, d'argiles gypseuses et de grés ou sables argileux ; iii) au Sud, d'une alternance d'argiles et d'argiles sableuses à rares passées gréseuses.

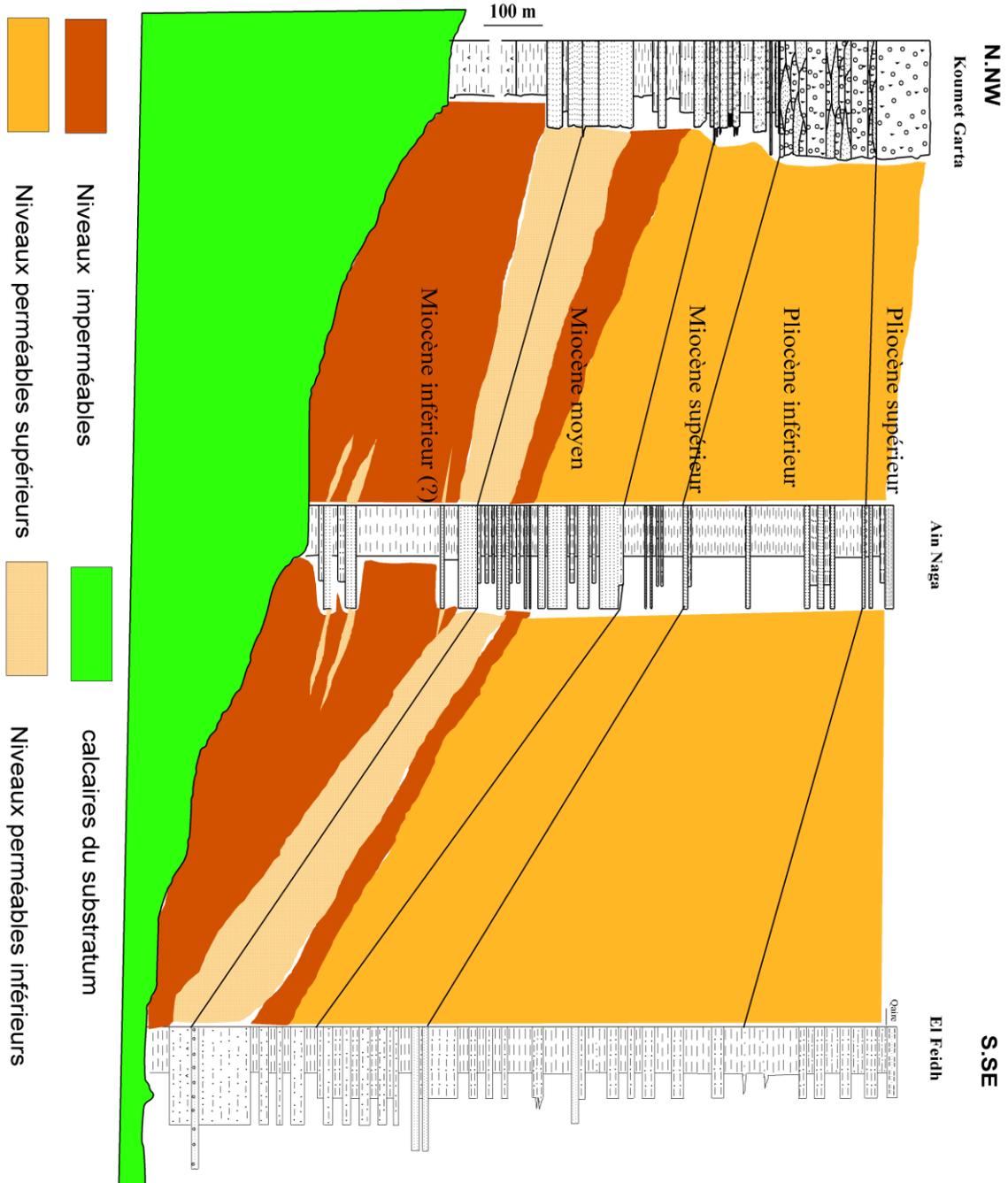


Fig. V.5 : Corrélation NW – SE du Mio-pliocène, secteur cental, entre Garta et El Feidh.

. L'ensemble 5 (environ 100m), pliocène supérieur, est formé : i) au Nord, d'une épaisse série conglomératique polygénique grossière ; ii) au centre, d'argiles rouges à galets et gypse, d'argiles sableuses (et grés argileux) et se termine par des argiles rougeâtres à quelques passées conglomératiques ; iii) au Sud, d'argiles, d'argiles sableuses et de sables (ou grés friables) argileux.

La 2^{ème} coupe entre Dj. Zarzour – Zribet El Oued et El Feidh (Fig.6) confirme le même dispositif au niveau du secteur central du bassin. Elle montre aussi la complexité de l'organisation interne des dépôts surtout caractérisée par la présence de chenaux dans les niveaux supérieurs.

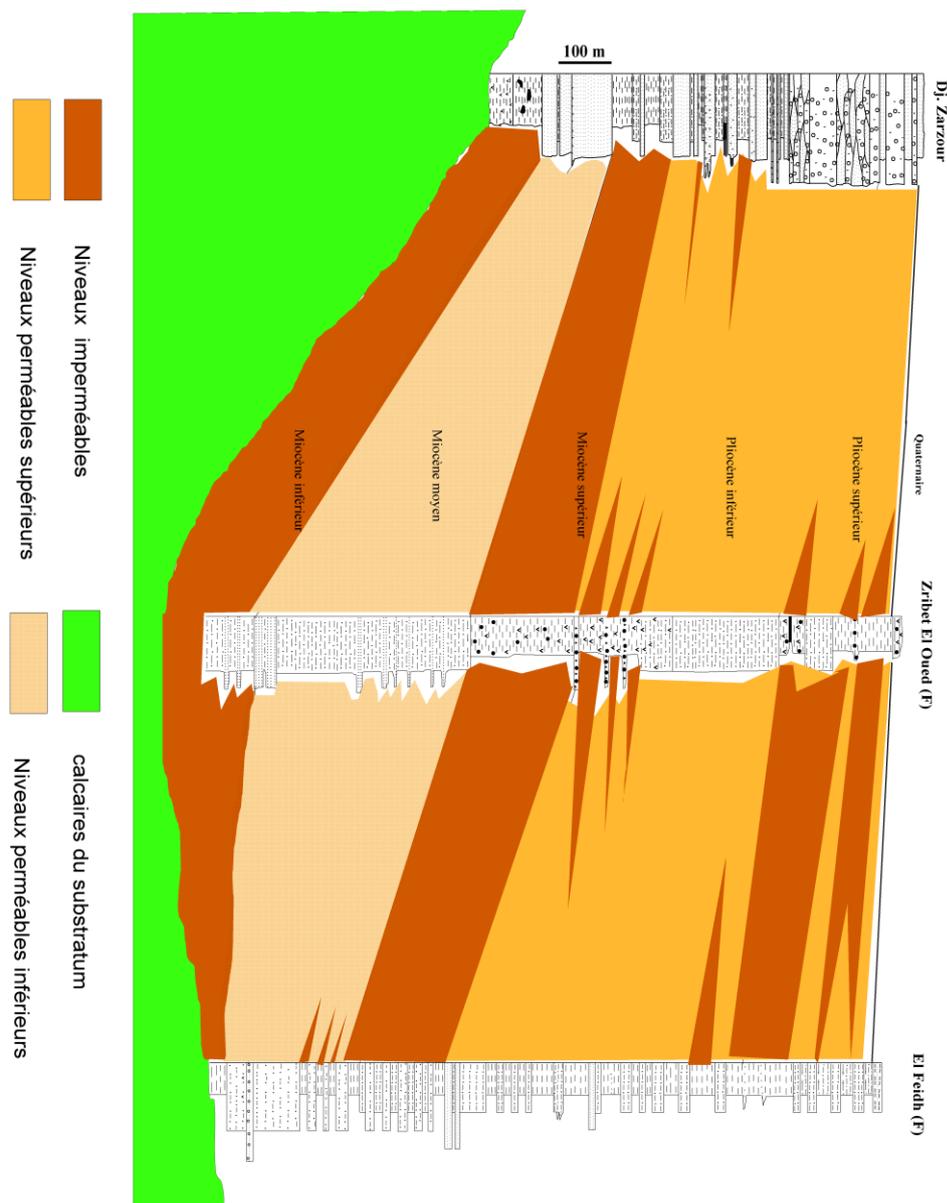


Fig. V.6 : Coupe 2, corrélation NNW – SSE du Mio-pliocène, secteur central, entre Dj. Zarzour et El Feidh.

2.2. Bordure occidentale du bassin

Sur la bordure Occidentale du bassin, entre Foum El gharza et Bordj Chegga, seuls les ensembles sommitaux (Miocène supérieur - Pliocène) sont présents.

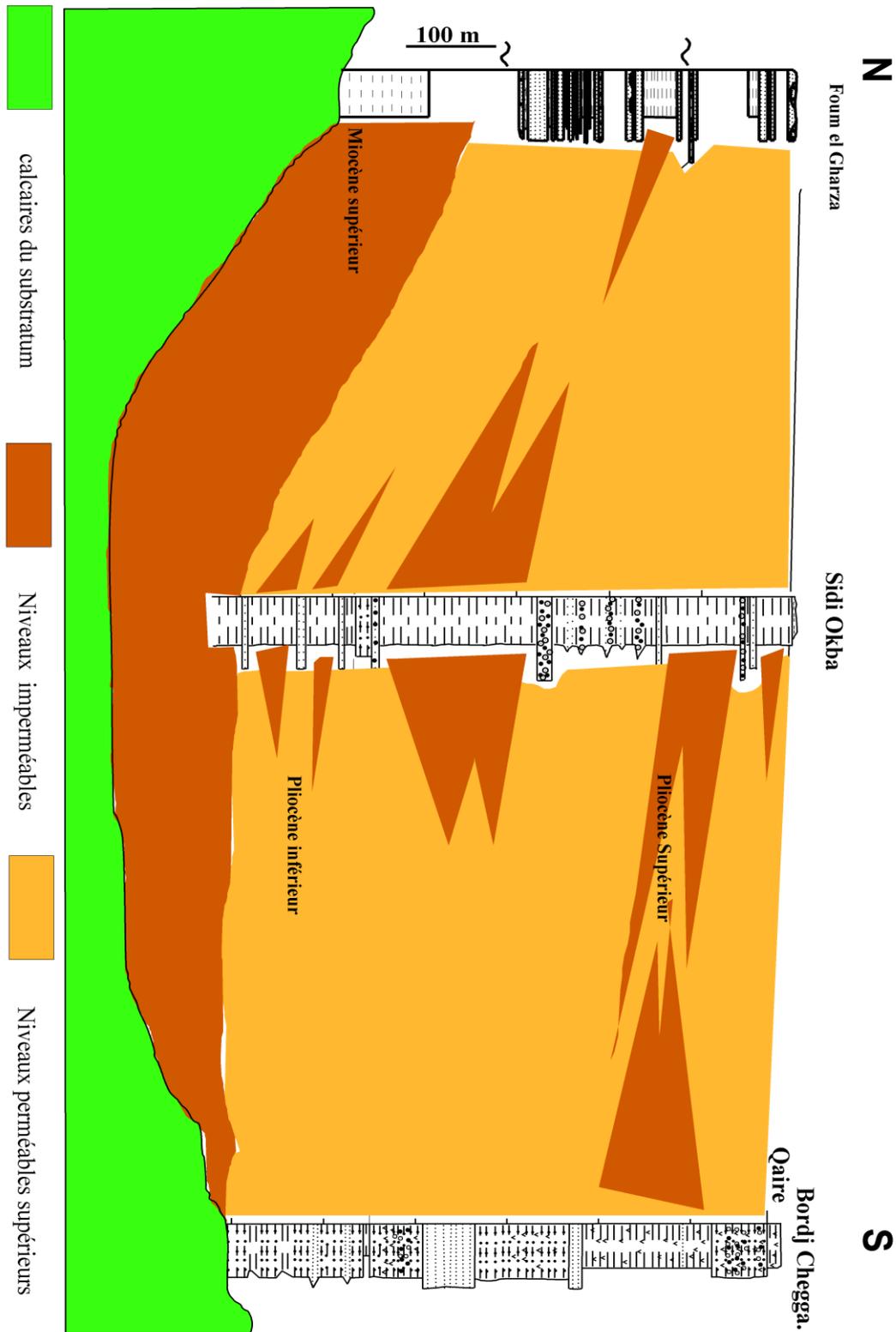


Fig.V.7 : Coupe 3, corrélation N-S du Mio-pliocène, bordure occidentale, entre Foum-El Gharza, Sidi Okba et Bordj Chegga.

L'ensemble 3 (400-450 m), miocène supérieur et scindé en sous-ensembles discordants, est formé : i) au Nord (Foum El Gharza), d'argiles rouges à amas d'argiles vertes, d'argiles sableuses (ou grés argileux) et de grés à passages graveleux dans sa partie sommitale ; ii) au centre, (secteur de Sidi Okba), d'argiles et de grés friables avec des passages graveleux au sommet de l'ensemble ; iii) au Sud (Brdj Chegga), d'argiles sableuses, de grés argileux à graviers surmontés de grés friables ou sables.

L'ensemble 4 (environ 250 m), pliocène, faiblement discordant sur le précédent, il est formé : i) au Nord, d'argiles et de grés à lentilles de conglomérats ; ii) : au centre, d'argiles à passées sableuses et graveleuses ; iii) au Sud, de grés argileux rouges brunâtres.

2.3. Bordure orientale du bassin

Dans ce secteur, entre Khanguet Sidi Nadji et Zribet Hamed, comme sur la bordure occidentale, la série est réduite et seuls les ensembles sommitaux sont présents.

L'ensemble 3 (200 - 300 m), miocène supérieur, est formé : i) au centre (secteur Liana – Badès), d'argiles brunes graveleuses et de sables fins à moyens blancs et de minces intercalations d'argiles brunes ; ii) au Sud, d'une alternance d'argiles brunes localement gypsifères, d'argiles sableuses, de sables argileux, de sables fins et de graviers.

L'ensemble 4 -5 (100- 700m), pliocène, est formé : i) au Nord, de conglomérats à lentilles de grés permettant des intercalations argileuses et des niveaux calcareux métriques ; ii) au centre, d'une alternance d'argiles brunes, d'argiles sableuses et de grés friables moyens à grossiers avec des graviers presque à tous les niveaux et du gypse au sommet ; iii) au Sud, de sables bruns clairs admettant quelques passages d'argiles rouges ou brunes et de graviers.

De l'ensemble de ces corrélations, il ressort qu'un passage progressif de dépôts grossiers (proximaux) sur les marges vers des dépôts fins (distaux) au centre du bassin est enregistré reflétant un dispositif fluvio-deltaïque.

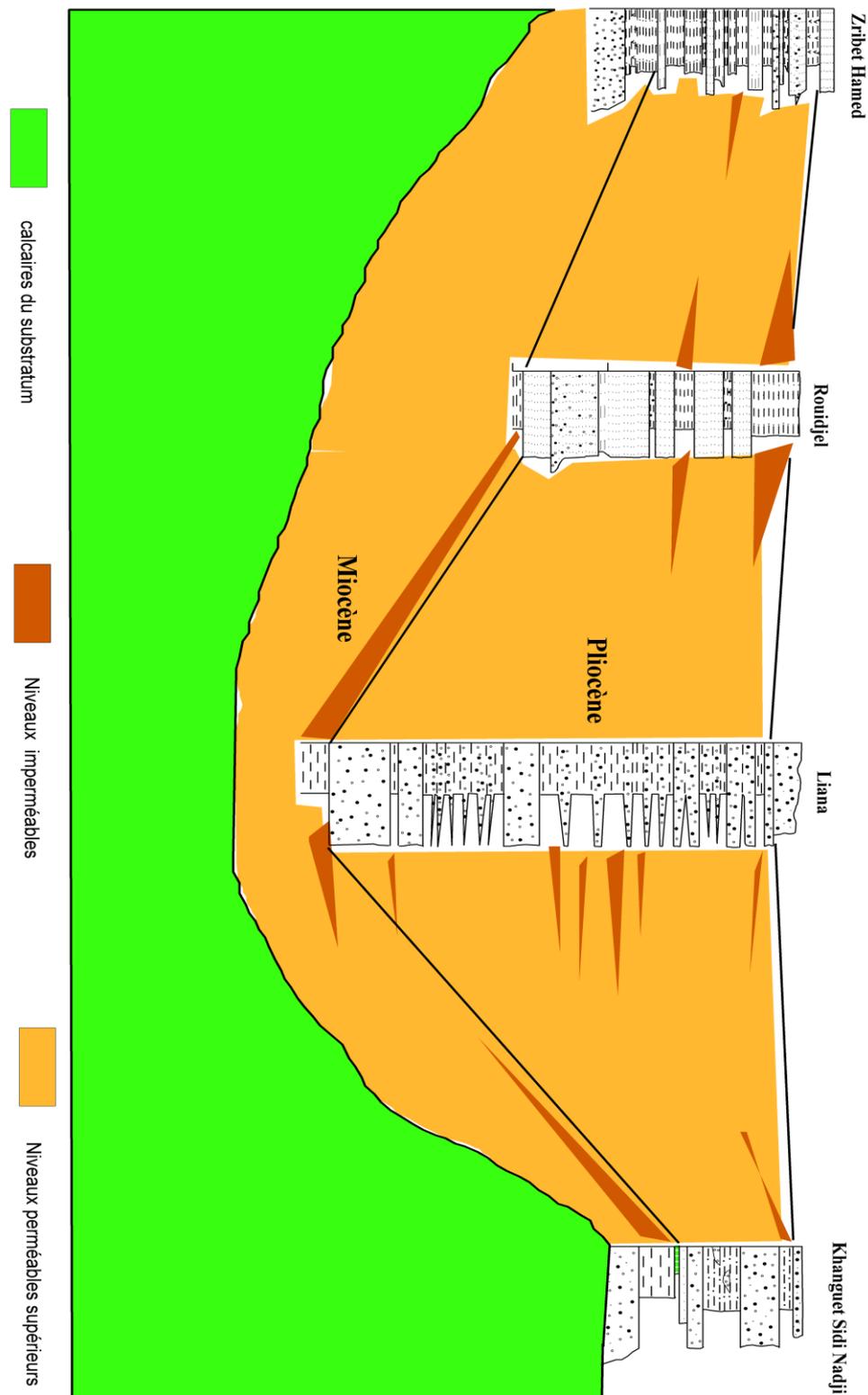


Fig.V.8 : coupe 4, Corrélation NNE-SSW du Mio-pliocène, bordure orientale, entre Khanguet Sidi Nadji, Liana, Rouidjel et Zribet Hamed.

Sur les bordures, seuls les ensembles supérieurs sont présents, alors que dans les parties centrales du bassin les quatre ensembles du Mio-pliocènes se manifestent. Aussi, deux aquifères se différencient, le premier est contenu dans les ensembles de

base (Miocène moyen) et le second dans les ensembles sommitaux (Miocène supérieur et Pliocène) (Fig.V.9).

Les limites et les profondeurs des deux aquifères multicouches sont précisées et permettent de lever l'ambiguïté de la nappe du Pontien et celle du Mio-pliocène indifférencié.

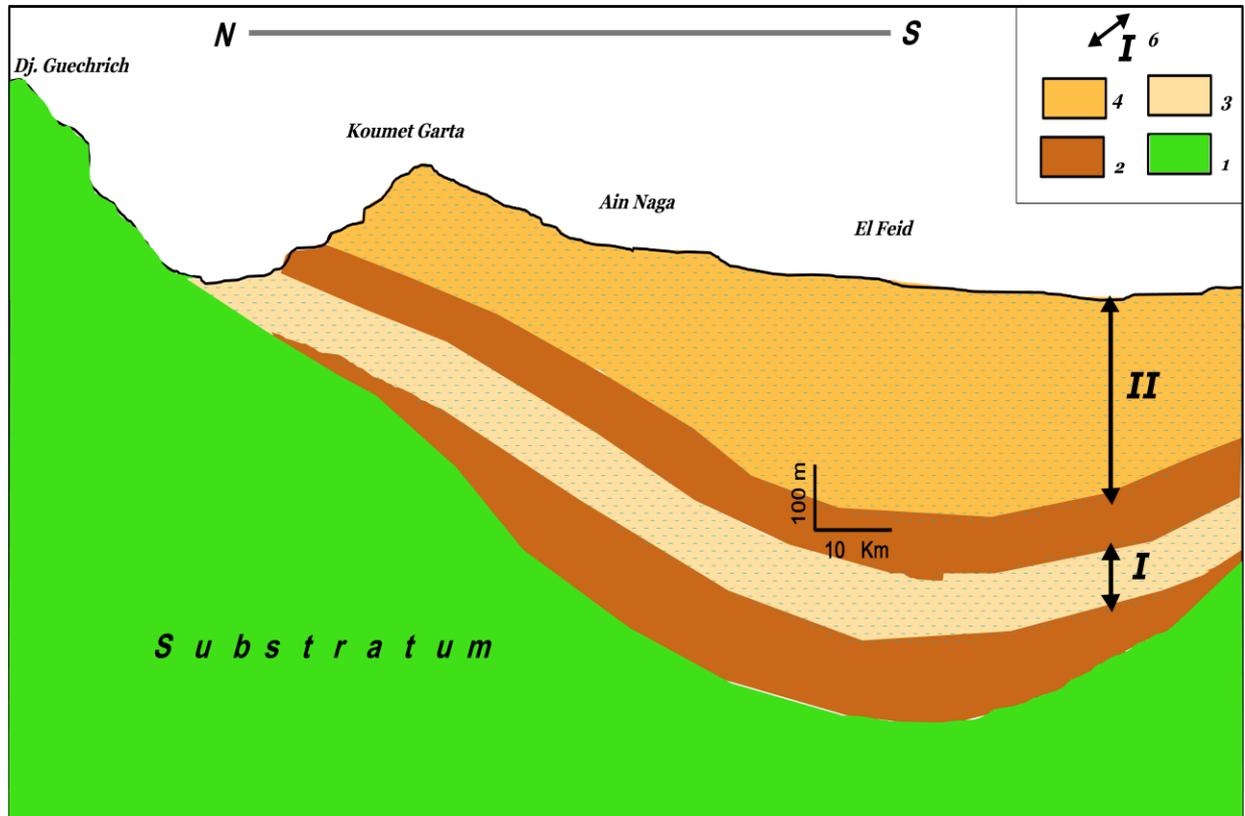


Fig.V.9 : Schéma illustrant la géométrie du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui.

1- substratum, 2 – imperméable ou semi-imperméable, 3- Niveau aquifère inférieur, 4 – Niveau aquifère supérieur

Enfin, les données géologiques disponibles et leurs corrélations, nous a permis de visualiser l'architecture du bassin de Chott Melhrir ou Fosse Sud Aurésienne, de réaliser des coupes géologiques dans toutes les directions et de suivre l'évolution en profondeur du système aquifère mio-pliocène qui se cache en majeure partie sous le recouvrement quaternaire.

Les principaux résultats obtenus dans de cette étude permettent d'améliorer les connaissances sur la structure du bassin. Le modèle géologique 2D du bassin est élaboré sur la base des données géologiques, quoi qu'il n'intègre pas les failles, il permet, néanmoins, de visualiser l'architecture générale du bassin.

La structure d'ensemble esquissée par les précurseurs est actuellement précisée.

Ce modèle 2D établi par corrélations nous a permis d'approcher la profondeur du système aquifère du Mio-pliocène en tout endroit de la région d'étude et de suivre son évolution en profondeur sous le recouvrement quaternaire. En effet, la profondeur du toit du substratum eocène-crétacé varie entre quelques centaines de mètres (100-500 m) sur les bordures du bassin, jusqu'à plus de 1300 m au niveau du secteur Zribet El Oued d'El Feidh. Ceci, nous permettra aussi, l'estimation de la profondeur et l'épaisseur de chaque niveau aquifère identifié.

3. ESTIMATION DES EPAISSEURS DES NIVEAUX AQUIFERES

Les analyses précédentes permettent de proposer un schéma litho-stratigraphique général du remplissage mio-pliocène du bassin selon cinq coupes (Figures V. 4, 5, 6, 7 et 8) ainsi que de préciser la nature et l'arrangement de ce remplissage ou formations. Ce qui nous permet, aussi, d'estimer l'épaisseur de chaque niveau aquifère identifié dans ce système multicouche pour compléter le schéma d'ensemble de sa géométrie.

La base du Miocène est assimilée au toit du Crétacé inférieur et Eocène reconnus en affleurements sur la bordure septentrionale du bassin ; aussi des différentes corrélations de coupes établies, les épaisseurs de chaque niveau aquifère peuvent être estimées.

Sur la bordure orientale, seul le niveau aquifère supérieur est présent dont le toit du substratum forme sa base. Son épaisseur varie entre 190 et 550 m.

Sur la bordure occidentale, aussi, seul le niveau aquifère supérieur est présent, sa base est formée d'argiles du Miocène supérieur. Son épaisseur varie entre environ 30 et 500 m.

Au centre du bassin, les deux niveaux aquifères se manifestent. La base du niveau aquifère inférieur est constituée d'argiles vertes et brunes du Miocène inférieur à moyens et son épaisseur est de 130 à 360 m. Le niveau aquifère supérieur se sépare du précédent par des argiles du Miocène supérieur et son épaisseur varie entre environ 430 et 580 m.

CONCLUSION

L'analyse des différents profils géologiques et des lithologs de forages des dépôts mio-pliocènes dans le bassin de Chott Melrhir a permis de préciser la nature géologique et de caractériser la structure du système aquifère dans ce bassin. Les réservoirs de ce système constituent une dépression synclinale comblée de formations silico-clastiques, reposant sur un substratum argileux ou marneux du Miocène inférieur à moyen ou du Crétacé-éocène. Elle apporte des arguments en faveur d'une succession continue d'un remplissage multicouche appuyée par la distribution spatiale des faciès dans l'ensemble du bassin. La structure d'ensemble de ces formations correspond à un synclinal classique qui s'inscrit dans le cadre d'un bassin effondré à remplissage silico-clastique de nature fluviodeltaïque. Aussi, des différentes corrélations, la géométrie du système aquifère est précisée et deux niveaux aquifères indépendants sont identifiés séparés par un niveau imperméable du Miocène supérieur dont leurs épaisseurs sont estimées dans tous les secteurs du bassin.

Ce modèle géologique bidimensionnel élaboré (Fig. V.9), sur la base des données géologiques disponibles, nous a permis de visualiser l'architecture du bassin et de suivre l'évolution en profondeur du système aquifère qui se cache sous le recouvrement quaternaire. Il nous permet, aussi, de lever les ambiguïtés des différentes descriptions de "nappe du Pontien" et de "nappe du Miocène indifférencié" esquissée par les précurseurs et permettra, dans l'avenir, une éventuelle modélisation hydrodynamique plus fiable.

CHAPITRE VI
ETUDE HYDROCHIMIQUE

1. INTRODUCTION

La chimie des eaux souterraines est le principal facteur qui détermine leur utilisation (AEP, industrie ou agriculture). Cependant, l'interaction de ces eaux avec les matériaux de l'aquifère à travers lequel il coule contrôle fortement leur chimie. Aussi, Les processus hydrogéochimiques responsables de la modification de la composition chimique des eaux souterraines varient dans l'espace et dans le temps et sont responsables des variations spatio-temporelles de leur chimie (Michard, 1989 ; Kumar et al, 2006 ; Swarna Latha et al, 2011 ; Kuldip Singh et al., 2011). Dans un système aquifère, ces processus aident à clarifier les contributions de l'interaction roche - eau ainsi que les influences anthropiques sur les eaux souterraines. A son tour, la chimie des eaux souterraines dépend d'un certain nombre de facteurs, tels que la géologie (la nature des roches encaissantes, le degré d'altération chimique de ces roches, les paramètres hydrodynamiques, la profondeur de la nappe et la qualité de l'eau de recharge). Ces facteurs et leurs interactions se traduisent par une qualité des eaux souterraines complexe (Schuh et al 1997 ; Edmunds et al 2003 ; Vengosh et al 2005 ; Ayenew et al. 2008 ; Giridharan et al 2008; Han et al 2009). Cependant, il est à noter que dans le cas des aquifères, souvent, profonds en zones arides et semi arides, tel est le cas dans les Zibans, cette composition est en plus influencée par la recharge ou non produisant ainsi une accentuation de la salinisation des eaux.

Dans la région du Zab Chergui (Bassin de Chott Melrhir), comme dans d'autres régions du Bas Sahara Septentrional, les eaux souterraines constituent la principale source exploitée pour différents besoins des populations ; ceci, en raison de la pénurie des eaux de surface due à des précipitations faibles et irrégulières. Ainsi, en raison d'une urbanisation rapide, d'une extension importante de l'irrigation ainsi que les besoins domestiques croissants de la population, la demande en eau souterraine dans cette région a considérablement augmenté au cours de ces dernières années (ANRH, 2011). L'urgence et l'importance de ces besoins s'est traduit par une implantation de forages destinés surtout à l'A.E.P ou à l'agriculture, ni coordonnée et ni contrôlée. Ainsi, malgré la disponibilité de réserves, le choix du débit prime encore sur celui de la qualité qui, dans une même agglomération, peut être très variable. De plus, des signes de surexploitation des nappes souterraines, révélés surtout, par la diminution

des surfaces piézométriques et la dégradation de la qualité des eaux sont signalés dans plusieurs endroits (OSS 2003 ; ANRH, 2011 ; Chebbah et Allia, 2015).

Dans cette région, le complexe aquifère du Mio-pliocène est le plus sollicité, il est exploité d'une manière extensive et continue. La charge chimique de ses eaux, spatialement variable, est moyenne à élevée ; ceci constitue, en l'absence de moyens de traitement et / ou adoucissement de ces eaux, une inquiétude permanente pour toute la population de cette région. Au vu de cette situation, la nappe est devenue de plus en plus vulnérable à la salinisation, ce qui impose la recherche de solutions à ce constat inquiétant qui passe par une meilleure connaissance du chimisme des eaux et de ses facteurs déterminants. Ainsi, la compréhension des caractéristiques hydrochimiques et de la qualité de l'eau devient critique pour la planification et la gestion des eaux souterraines dans cette région, afin d'assurer une utilisation sûre et durable de ces ressources. Cependant, bien que de nombreuses études aient été réalisées sur la qualité chimique des eaux souterraines dans plusieurs régions du Bas Sahara septentrional principalement celle des Zibans, la plus part de ces études se sont limitées à la détermination de leurs faciès. L'objectif principal de ce chapitre est la caractérisation hydrogéochimique détaillée des eaux de l'aquifère du Mio-pliocène, voir leur distribution et identifier les principaux processus hydrogéochimiques qui sont responsables de leur chimie dans la zone d'étude. Il s'agit donc d'identifier, de déterminer et de mieux comprendre l'ensemble des processus hydrogéochimiques, souvent complexes, dans leur contexte naturel qui permettront de déterminer les principaux facteurs et mécanismes influençant ou contrôlant le chimisme des eaux ainsi que leur répartition dans la zone d'étude et leur évolution ; ceci, afin de proposer et délimiter des aires d'exploitation favorables dans le cadre d'une gestion régionale pour un développement durable.

Et donc, cette étude est menée afin d'établir l'état actuel de la chimie des eaux, son évolution en fonction de la variation des paramètres physicochimiques de l'eau. Afin de remonter à l'origine de leur minéralisation et d'identifier les différents processus qui en sont responsables ; ceci, à partir d'une étude des corrélations classiques entre les teneurs des différents éléments chimiques dans les eaux analysées. De là, nous présenterons les principaux mécanismes géochimiques impliqués dans l'évolution de l'eau du système aquifère. Cette étude sera complétée par une étude statistique des

éléments majeurs (Analyse en Composante Principale ACP et une Classification Ascendante Hiérarchique CAH) des eaux du niveau aquifère supérieur à cause de leur bonne représentativité dans toute la zone d'étude ; car pour l'aquifère inférieur l'échantillonnage est, surtout, limité vu le nombre restreint des forages captant cet aquifère et donc ne reflétant pas une répartition homogène de ses eaux sur l'ensemble de la région d'étude. Ceci, afin d'évaluer, d'une part la qualité globale de l'eau souterraine et, d'autre part à préciser les mécanismes d'acquisition de la minéralisation. On cherche aussi à appréhender qualitativement les phénomènes d'alimentation de la nappe et d'échange possible entre niveaux aquifères dans la région d'étude et à mettre, éventuellement, en évidence la sensibilité de cette ressource d'eau souterraine face aux pressions anthropiques. Ceci, à partir de la détermination des faciès chimiques, de l'origine et les processus de la salinisation des eaux, de l'état de saturation des eaux vis-à-vis les minéraux principalement carbonatés et évaporitiques et dans le possible, la recherche des indices d'éventuel mélange des eaux souterraines.

2. MATERIELS ET METHODES D'ANALYSE DES EAUX

Nous nous intéresserons dans ce paragraphe, aux prélèvements et la représentativité des échantillons d'eau ainsi qu'aux méthodes analytiques utilisées.

2.1. Echantillonnage et Prélèvement

L'échantillonnage a été effectué au niveau des points d'eau dont l'accès nous a été facilité. Les forages prélevés sont choisis de manière à couvrir spatialement toute la zone d'étude en tenant compte de l'intensité variable de la pression à laquelle l'aquifère est soumis ; de ce fait, l'échantillonnage est concentré dans les champs de captage où d'une manière générale, les points d'eau (puits ou forages) se localisent près des agglomérations et des périmètres agricoles.

56 échantillons ont été prélevés dans le niveau aquifère supérieur (NAS) et 14 échantillons dans l'aquifère inférieur (NAI) au cours d'une campagne d'échantillonnage en Décembre 2014 et Janvier-Février 2015 (Fig. VI.1).

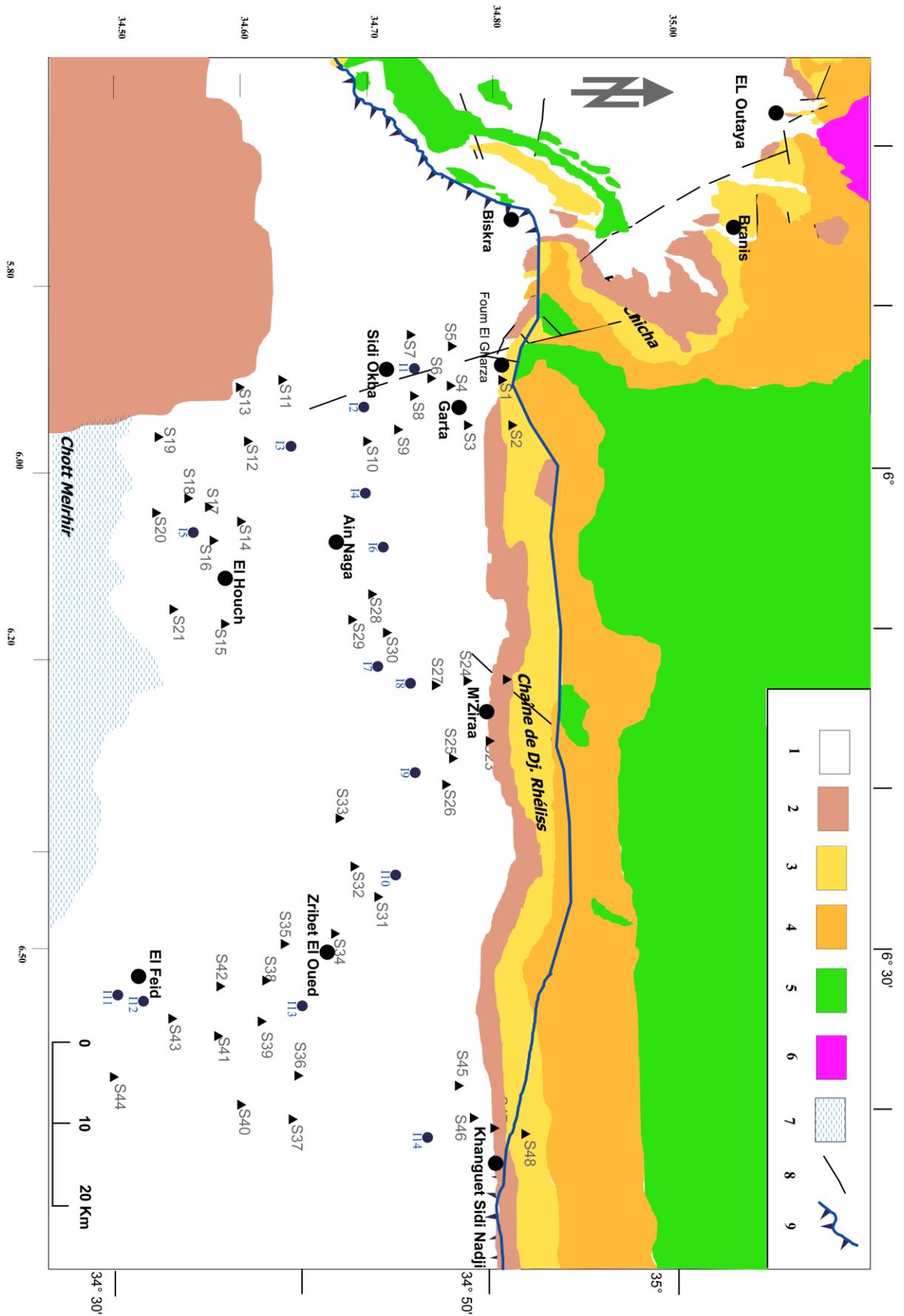


Fig.VI.1 : Carte de localisation des forages échantillonnés dans les deux niveaux aquifères du Mio-pliocène (Sn : niveau supérieur, In : niveau inférieur).

Pour s'assurer de la représentativité de l'échantillon, même si le forage est en fonctionnement, un écoulement de l'eau pendant 10 à 15 minutes a été toujours réalisé avant le remplissage des bouteilles du stockage des échantillons. Ces dernières sont préalablement nettoyées et rincées au préalable trois fois avec l'eau à prélever.

Malgré nos efforts, certains secteurs n'ont pu donner lieu à des prélèvements à cause de l'inaccessibilité des forages ou à leur état détérioré surtout pour les points d'eau captant le niveau aquifère inférieur. Pour cela seulement 14 forages ont été échantillonnés dans l'aquifère inférieur, ce qui ne permet pas une bonne caractérisation des eaux de ce niveau aquifère.

A chaque point d'eau, nous avons prélevé deux bouteilles d'un (01) litre d'eau pour l'analyse des éléments majeurs (anions et cations). Tous les échantillons sont conservés dans des bouteilles bien fermées et sont filtrés avant d'être analysés.

Des paramètres comme le pH, la conductivité électrique (EC), la température et l'alcalinité (HCO_3^-) ont été mesurés in situ à l'aide d'un appareil portatif (Multiparameter) qui permet de les mesurer simultanément.

Il est à noter que pour le secteur de Sidi Okba, les prélèvements et les analyses des eaux ont été faites en collaboration avec M.Z. Rechachi dans le cadre de la préparation de son doctorat en sciences agronomiques sur la région de Biskra.

2.2. Méthodes d'analyses chimiques des eaux

Les analyses chimiques des eaux échantillonnées ont été effectuées suivant les techniques standards (APHA, 1985 et Rodier, 1996) au niveau des laboratoires d'analyse des eaux du CRSTRA Biskra et de l'ANRH de Constantine.

La méthode volumétrique par titration (en présence EDTA) a été utilisée pour le dosage des teneurs en calcium et magnésium (Ca^{++} et Mg^{++}).

La méthode spectrophotométrie à flamme a été utilisée pour le dosage des teneurs en sodium et potassium (Na^+ et K^+).

La méthode de MOHR a été utilisée pour le dosage des teneurs en chlorures Cl^- et des nitrates NO_3^- (précipitation par nitrate d'argent en présence de chromates).

La méthode de Précipitation au chlorure de baryum BaCl_2 a été utilisée pour le dosage des teneurs en sulfates (SO_4^{--}).

La méthode volumétrique ou titrimétrie a été utilisée pour le dosage des teneurs en bicarbonates (HCO_3^-) pour vérifier les mesures réalisées in situ. 50 ml de l'échantillon

sont titrés par une solution de HCl 0,1N en présence de l'indicateur coloré Rouge de Méthyle.

2.3. Contrôle de la qualité des données

Sachant qu'une analyse chimique des eaux n'est considérée comme représentative que lorsque la balance ionique est inférieure à 5%, les balances ioniques ont été systématiquement vérifiées pour l'ensemble des échantillons analysés en leur appliquant un test de validité. Ce test de validité consiste au calcul de la déviation relative entre la somme des cations (r^+) et la somme des anions (r^-) et qui s'exprime par : -

$$\text{Ecart relatif} = (\text{abs} ((\Sigma r^+ - \Sigma r^-) / (\Sigma r^+ + \Sigma r^-)) * 100).$$

Ce paramètre permet de vérifier la précision des méthodes analytiques utilisées et la validité des déterminations chimiques. S'il est inférieur à 5%, les analyses sont considérées comme bonnes ; lorsque sa valeur est comprise entre 5% et 10%, les analyses peuvent être à la rigueur retenues ; Par contre au-delà de 10% les analyses doivent être rejetées. Dans ce dernier cas, deux causes essentielles peuvent être évoquées : soit que les méthodes analytiques sont peu précises, soit qu'un ou plusieurs éléments en solutions n'ont pas été dosés.

Pour les eaux de puits ou forages échantillonnés dans la région d'étude ; l'écart relatif varie entre (0, 2% et 18.15%), cependant seules les analyses ayant un écart relatif égal ou inférieur à 5 % ont été retenues dans notre étude soit 48 sur 56 échantillons (85.71 % des échantillons analysés) pour le NAS et 14 sur 18 échantillons (77.78 % des échantillons analysés) pour le NAI.

3. ANALYSE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

Les résultats de l'analyse des paramètres physico-chimiques : Température, pH, conductivité électrique et éléments majeurs (cations et anions) sont reportés en annexe II. L'analyse statistique a concerné quarante huit (48) échantillons pour le niveau aquifère supérieur et 14 échantillons pour le niveau aquifère inférieur mesurés durant Décembre 2014 et Janvier-Février 2015.

3.1. Paramètres statistiques

Les paramètres statistiques (moyenne, écart type, coefficient de variation, minimum et maximum) ont été calculés pour chacune des variables physico-chimiques et sont reportés dans les tableaux VI.1a et VI.1b. A l'exception des Carbonates, des Nitrates, de la température et du PH qui montrent des valeurs acceptables, l'ensemble des paramètres mesurés a des valeurs moyennes et extrêmes qui dépassent la limite des normes de potabilité admises pour les deux niveaux aquifères.

Pour le NAS, d'une manière générale, le résidu sec (RS) varie de 868 à 5504 mg/l avec une moyenne de 2407 mg/l. La Conductivité électrique (EC) varie de 1258 à 7971 $\mu\text{s}/\text{cm}$ avec une moyenne de 3488 $\mu\text{s}/\text{cm}$ indiquant une minéralisation moyenne à élevée. Les eaux souterraines sont alcalines avec un pH moyen de 8.03. L'abondance relative des principaux ions est $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ pour les cations et $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^-$ pour les anions (Fig.VI.2a).

	pH	T	CE	RS	TH	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	HCO ₃	NO ₃
M	8.03	25.77	3488	2407	22.03	266,2	104,6	390,9	23,6	940,8	521,6	211,3	7,3
Σ (σ)	0.33	0.65	1714.3	1182.8	10.78	112.8	81.97	264.92	14.61	575.77	433.97	166.67	8.29
Cv%	4.07	2.45	49.14	49.14	48.91	42.36	78.07	67.78	61.94	61.20	83.20	78.89	112.9
Mini	7.17	24.5	1258	868	10	112	18	104	2	118	110	61	0
Max	8.70	26.9	7971	5504	22.03	620	372	997	54	2613	1775	932	36

Tab. VI.1a : Résultats de l'étude statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de forages de la nappe du Mio-pliocène durant la campagne de Décembre 2014 et Janvier-Février 2015 – NAS.

m : moyenne arithmétique, σ : écart type, Cv : coefficient de variation en %, Mini : valeur minimale, Maxi : valeur maximale.

La variabilité des éléments en solution, exprimée par l'écart-type est très importante pour la majorité des paramètres analysés (Tab. VI.1a) et indique que ces eaux

présentent une différence de qualité chimique d'un point à autre. Cependant, la variabilité spatiale de la température (m : 25.77, Cv : 2.54%) et du pH (m : 8.03, CV : 4.07%) reste faible. Le coefficient de variation le plus élevé, correspondant à la variation des nitrates, correspondant fort probablement à une pollution anthropique (excès d'utilisation des engrais en agriculture et rejets urbains). Pour la majorité des eaux analysées et d'après la dureté totale TH (°F), leur qualité est moyennement dure à dure.

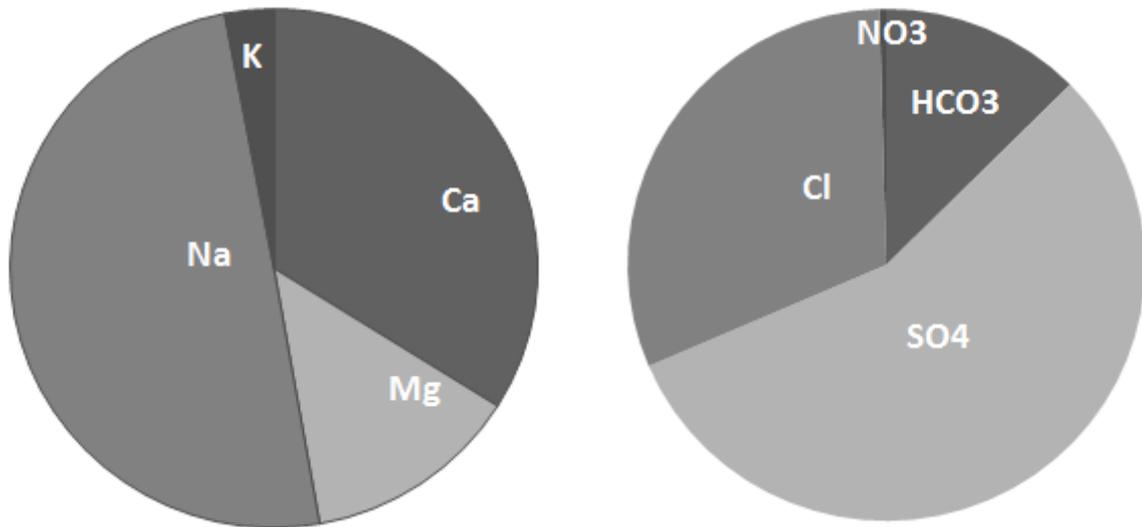


Fig.VI.2a : Pie diagramme des valeurs médianes des principaux ions dans NAS.

Pour le NAI, le résidu sec (RS) varie de 1190 à 3910 mg/l avec une moyenne de 2428 mg/l. La Conductivité électrique (EC) varie de 1725 à 5667 µs/cm avec une moyenne de 3519 µs/cm indiquant une minéralisation moyenne à élevée. Les eaux souterraines sont légèrement alcalines avec un pH moyen de 7.86. L'abondance relative des principaux ions est, comme pour le NAS, $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+$ pour les cations et $SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^- > NO_3^-$ pour les anions (Fig.VI.2b).

	pH	T	CE	RS	TH	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	HCO ₃	NO ₃
M	7,86	40,21	3518,74	2427,93	23,41	252,21	129,57	337,36	19,07	1139,64	410,21	170,29	0,71
Σ (σ)	0,24	3,82	933,11	643,84	8,70	85,03	58,46	164,56	6,31	636,70	148,20	57,47	3,02
Cv %	3,08	9,49	26,52	26,52	37,16	33,71	45,12	48,78	33,06	55,87	36,13	33,75	425,80
Mini	7,39	31,5	1724,6	1190	9,82	134	17	160	13	182	180	85	0
Max	8,20	45,3	5666,7	3910	37,42	404	209	800	35	2290	675	293	8

Tab. VI.1b : Résultats de l'étude statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de forages de la nappe du Mio-pliocène durant la campagne de Décembre 2014 et Janvier-Février 2015 – NAI.

m : moyenne arithmétique, σ : écart type, Cv : coefficient de variation en %, Mini : valeur minimale, Maxi : valeur maximale.

La variabilité des éléments en solution, exprimée par l'écart-type est très importante pour la majorité des paramètres analysés (Tableau VI.1b) et indique que ces eaux présentent une différence de qualité chimique d'un point à autre. Cependant, la variabilité spatiale de la température (m : 40.21, Cv : 9.49%) et du pH (m : 7.86, CV : 3.08%) reste faible. Le coefficient de variation le plus élevé, après les nitrates, correspondant à la variation du sodium. Pour la majorité des eaux analysées et d'après la dureté totale TH (°F), leur qualité est moyennement dure à dure mais à moindre degré que les eaux du NAS.

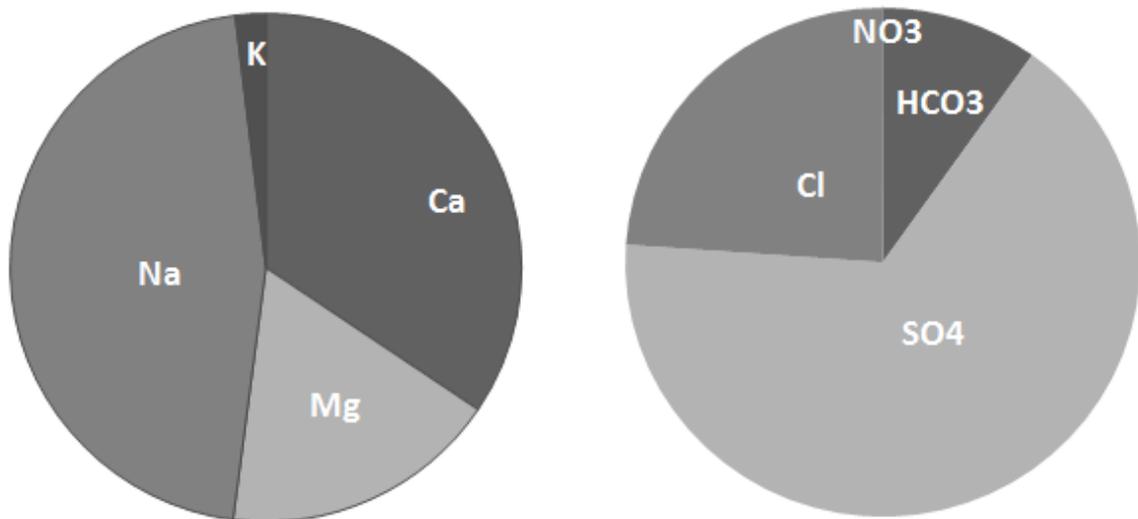


Fig.VI.2b : Pie diagramme des valeurs médianes des principaux ions dans NAI.

3.2. Variations et répartitions des paramètres physiques des eaux

a- La température (T)

La température des eaux souterraines est un paramètre physique important pour les réactions chimiques dans l'eau ; Les températures mesurées in situ (température de standardisation 20°C) sur les eaux souterraines du niveau aquifère supérieur sont assez homogènes et varient entre 24.5°C et 26.9°C avec une moyenne de 25.77°C et un faible coefficient de variation qui est de 2,4 5%. Ces valeurs semblent être régies par le gradient géothermique qui augmente en moyenne de 1°C tous les 30m de profondeur. Car, les températures sont en moyenne de 13 à 14.5°C dans la région d'étude ; aussi, d'autres facteurs secondaires peuvent intervenir par leur action pour l'augmenter comme les réactions physico-chimiques exothermiques. Par contre, pour le NAI les températures sont plus importantes et varient entre 31.5 et 45.3 °C en fonction de la profondeur des puits et donc sont régies surtout par le gradient géothermique.

b- Le potentiel hydrogène (pH)

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

Dans l'ensemble des eaux échantillonnées, les pH mesurés sont homogènes et sont légèrement basiques. Ils varient entre 7.17 et 8,7 avec une moyenne de 8.03. Leur répartition géographique est aléatoire par rapport à la géométrie de l'aquifère (Fig. VI.3), ceci serait probablement due à la nature des corps aquifères et leurs agencements.

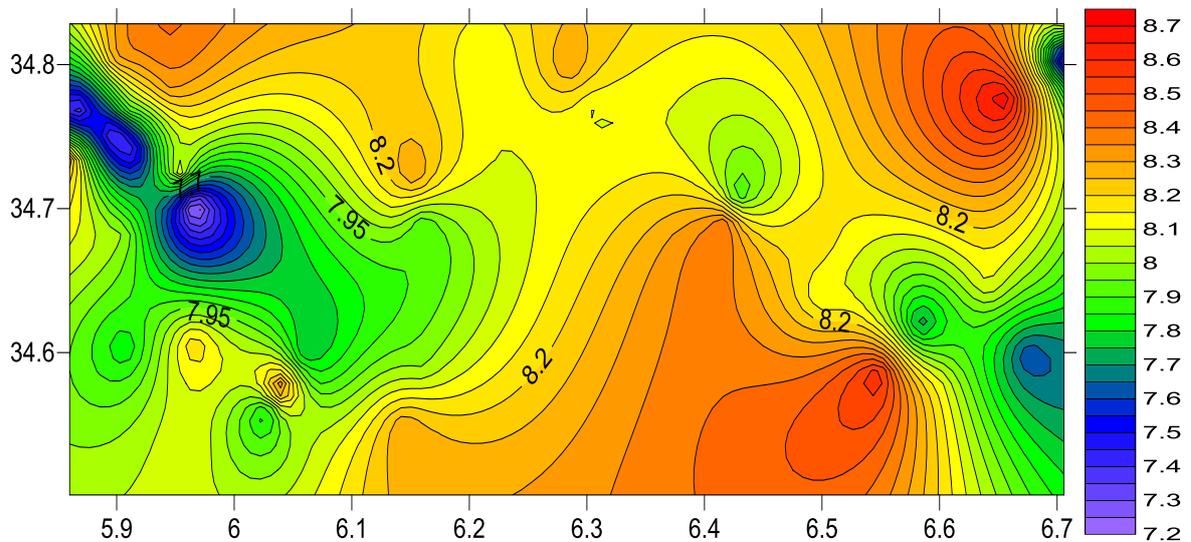


Fig. VI.3 : Carte de répartition du pH dans le NAS.

Pour les eaux du NAI, les pH varient entre 7.39 et 8.2 et sont presque identiques à ceux du NAS.

c- La conductivité électrique (CE)

Traduisant la capacité d'une eau (solution aqueuse) à conduire le courant électrique, la conductivité électrique est directement liée à la force ionique qui découle des formations traversées par cette eau dans le bassin hydrogéologique ainsi qu'à son temps de séjour dans le réservoir. Elle est liée à la quantité des sels minéraux dans les eaux souterraines et donne ainsi une bonne appréciation sur la minéralisation globale des eaux. En effet, une eau est d'autant plus conductrice qu'elle est plus minéralisée.

Les valeurs de la conductivité du NAS dans la zone d'étude sont très hétérogènes et sont comprises entre 1258 et 5971 $\mu\text{S}/\text{cm}$, soit une variation d'un facteur de 49.14, avec une moyenne de 3488 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et un écart type de 1714.3. Elles présentent des variations spatiales importantes progressant d'une manière générale du Nord vers le Sud, les fortes conductivités occupent la zone de Sidi Okba-El Houch constituant le couloir d'écoulement principal de l'aquifère (Fig. VI.4). Ce qui semble que ce paramètre est indépendant de la profondeur des puits ou forages.

La carte de la conductivité du niveau aquifère supérieur – NAS- (Fig. VI.4) établie à partir des valeurs mesurées in situ lors de la campagne de mesures et d'échantillonnages des eaux souterraines en Décembre 2014 et Janvier-Février 2015, montre que la distribution spatiale des conductivités est hétérogène. Elle illustre les importantes variations de minéralisation des eaux de la nappe : les zones présentant des anomalies importantes (conductivité supérieure à 3500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) sont localisées dans la zone située entre Sidi Okba et El Houch en se rapprochant vers Choot Melrhir. Ainsi, différentes zones de conductivités ont été identifiées dans le niveau aquifère suivant cette distribution :

- dans la partie méridionale (Garta, M'ziraa ...), les conductivités sont en très grande partie inférieures à 3500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et comprises entre 1258 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 3414 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dont la valeur maximale est proche de la moyenne.
- dans la zone sud-ouest entre Sidi Okba et El Houch, la conductivité présente une évolution croissante du NW vers le SE donc vers la dépression de Choot Melrhir et montre deux anomalies avec les conductivités les plus importantes atteignant les valeurs maximales enregistrées dans toute la région d'étude. Cette conductivité qui augmente dans le sens de l'écoulement principal de la nappe permet de conclure qu'il s'agit en grande partie de l'influence de la nature lithologique plus évaporitique ou carbonatée des formations du bassin versant suite à la dissolution et lessivage.

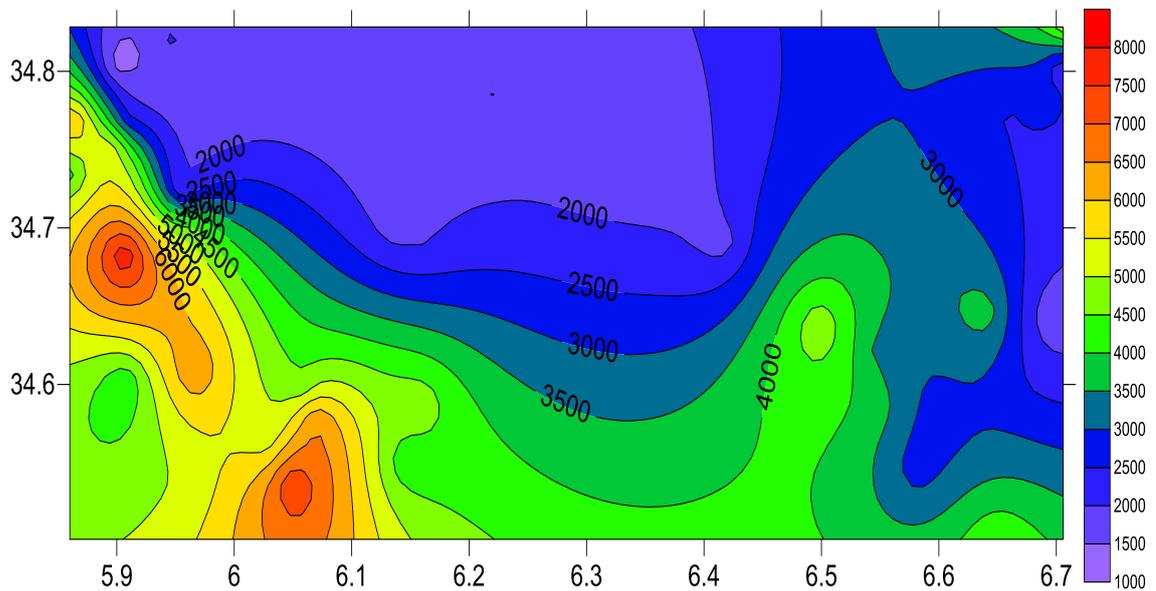


Fig. VI.4 : Carte de répartition de la conductivité électrique (CE) du NAS.

De cette étude de la conductivité, il ressort que la très grande hétérogénéité de la conductivité des eaux de la zone d'étude serait due d'une part, au phénomène d'évaporation qui est lié aux faibles gradients hydrauliques et la nature détritque des formations aquifères (existence de paléochenaux ralentissant l'écoulement) et d'autre part, à la dissolution des formations évaporitiques ou carbonatées en plus des échanges d'ions entre minéraux.

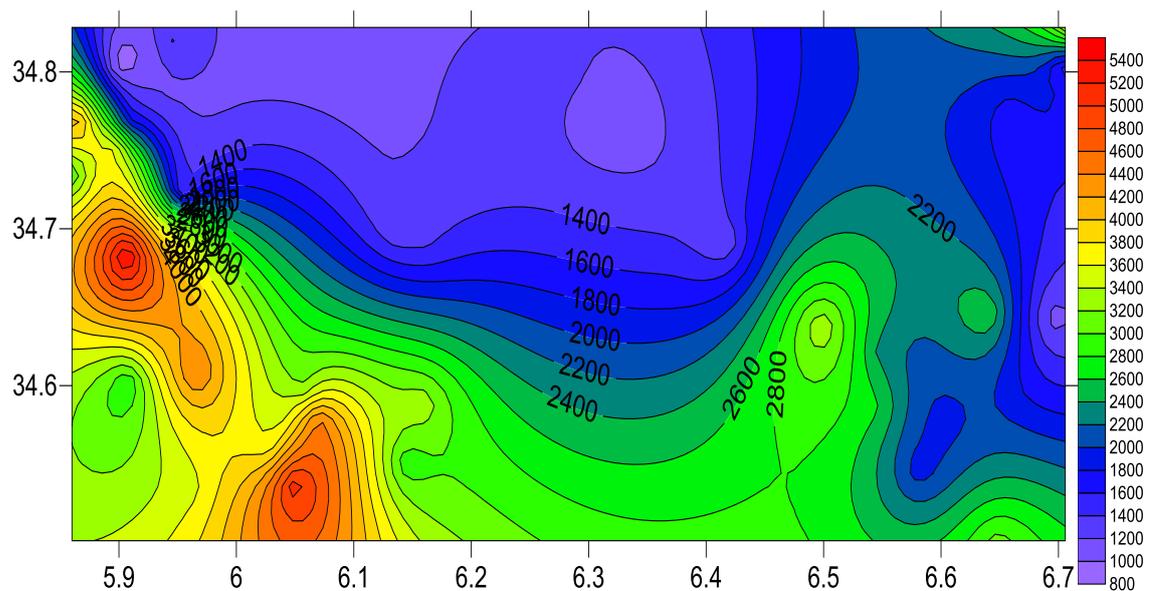


Fig. VI. 5 : Carte de répartition du résidu sec (RS) en mg/l du NAS.

Pour les eaux du NAI, Les valeurs de la conductivité varient entre 1725 et 5667 $\mu\text{S}/\text{cm}$ soit une variation d'un facteur de 26,52, avec une moyenne de 3519 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et un écart type de 933,11. Elles présentent, aussi, des variations spatiales importantes et sont en

gros identiques à celles enregistrées dans le NAS. Leur répartition spatiale ne peut être représentative vu la non homogénéité de l'échantillonnage sur l'ensemble de la zone d'étude.

Pour le résidu sec (RS) qui est en étroite relation avec la conductivité électrique (CE), les mêmes informations et commentaires se dégagent, ceci est bien net en comparant leurs cartes de répartition dans la zone d'étude (Fig. VI.4 et Fig.VI.5) pour le NAS.

3.3. Qualité chimique et répartition des ions des eaux

a- Le calcium : les concentrations en Ca^{++} pour l'ensemble des points d'eau du NAS sont comprises entre 112 et 620 mg/l. Les fortes concentrations sont rencontrées au niveau de la zone sud (Fig.VI.6) ; elles peuvent être en partie liées à la dissolution du gypse, contenu dans les formations marneuses. Par contre, pour les eaux du NAI, les concentrations en Ca^{++} varient entre 134 et 404 mg/l avec une moyenne de 252 mg/l et donc sont moins élevées que celles du NAS.

b- Le magnésium : Les concentrations en ions Mg^{++} , du NAS, sont moins élevées, comparativement au calcium ; elles se situent entre 18 et 372 mg/l. les fortes teneurs se rencontrent entre Sidi Okba et El Houch (Fig. VI.6). Elles peuvent être liées à la présence de niveaux argileux, dans les différentes formations. Pour le NAI, Les concentrations en ions Mg^{++} varient entre 17 et 209 mg/l, comme pour le calcium sont moins importantes que dans les eaux du NAI.

c- Le sodium et le potassium :

Les concentrations en Na^+ dans les eaux du NAS varient entre 104 et 997 mg/l avec une moyenne de 390.9 mg/l. Le report des concentrations du Sodium sur la carte d'isoteneur nous a montré qu'une forte concentration est localisée à la région sud-ouest avec deux pics importants comme pour la CE (Fig. VI.6), en quantités importantes et qui provient du lessivage des formations salées et évaporitiques de cette région.

Pour les eaux du NAI, les concentrations en Na^+ varient entre 160 et 800 mg/l avec une moyenne de 337 mg/l.

Les concentrations en K^+ des eaux du NAS est en majeure partie inférieure à 40 mg/l, elles varient entre 2 et 54 mg/l avec une moyenne de 23.6 mg/l. Leur distribution spatiale est hétérogène, dont les plus importantes se localisent à l'extrême sud-ouest de

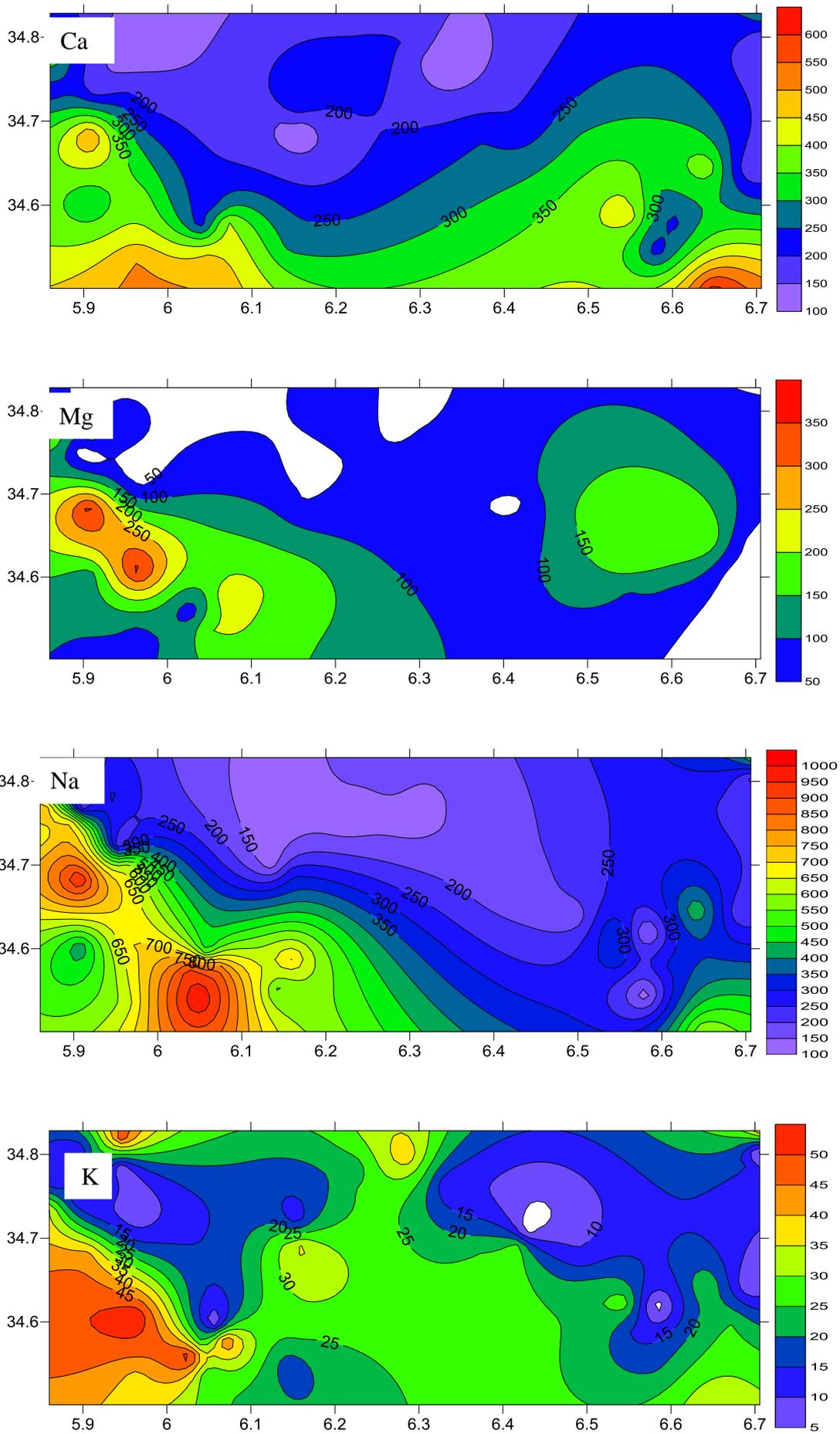


Fig. VI.6 : Cartes de répartition des isoteneurs des principaux cations.

la région d'étude au sud de Sidi Okba et Chott Melhir. Pour les eaux du NAI, Les concentrations en K^+ sont encore plus faibles et se situent entre 13 et 35 mg/l avec une moyenne de 19 mg/l.

d- Les bicarbonates : les concentrations des bicarbonates sont très hétérogènes dans les eaux du NAS et oscillent entre 61 et 932 mg/l avec une moyenne de 211,3 mg/l. C'est dans la zone NNW aux alentours de Sidi Okba (Fig. VI.7) que les teneurs sont élevées et ceci grâce au substratum calcaire qui n'est pas profond d'une part et de la présence de concrétions calcaires dans les formations aquifères. Pour le NAI, les concentrations des bicarbonates sont moins importantes que dans le NAS et varient entre 85 et 293 mg/l avec une moyenne de 170,3 mg/l.

e- Les sulfates : comme les bicarbonates, dans les eaux du NAS, les concentrations des sulfates sont, aussi, très hétérogènes et oscillent entre 118 et 2613 mg/l avec une moyenne de 940.8 mg/l. C'est dans les zones NW et sud que les teneurs sont élevées. La carte d'isoteneurs (fig. VI.7) montre une augmentation progressive des concentrations du Nord vers le Sud, dans le même sens que l'écoulement des eaux souterraines. Ces quantités importantes peuvent provenir de la dissolution des sulfates principalement du gypse, contenu dans les différentes formations, de l'oxydation des sulfures et du lessivage des engrais, dans les périmètres agricoles. Tandis que, dans les eaux du NAI, les concentrations des sulfates sont, aussi, très hétérogènes et s'échelonnent entre 182 et 2290 mg/l avec une moyenne de 1139,6 mg/l.

f. Les chlorures : Les teneurs en chlorures des eaux du NAS s'échelonnent entre 110 et 1775 mg/l avec une moyenne de 521.6 mg/l. La carte d'iso-teneurs (fig. VI.7) montre que les eaux à forte concentration en chlorures sont localisées dans la partie Sud-ouest de la région d'étude. Par contre, dans le NAI, les teneurs en chlorures des eaux oscillent entre 180 et 675 mg/l avec une moyenne de 410,2 mg/l.

g. Les nitrates : les concentrations en nitrates des eaux du NAS oscillent entre 0 et 36 mg/l avec une moyenne de 7.3 mg/l. les fortes concentrations se localisent surtout près des périmètres agricoles (El houch, M'ziraa,). Pour les eaux du NAI, les concentrations en nitrates sont faibles et varient entre 0 et 8 mg/l avec une moyenne de 0,71 mg/l.

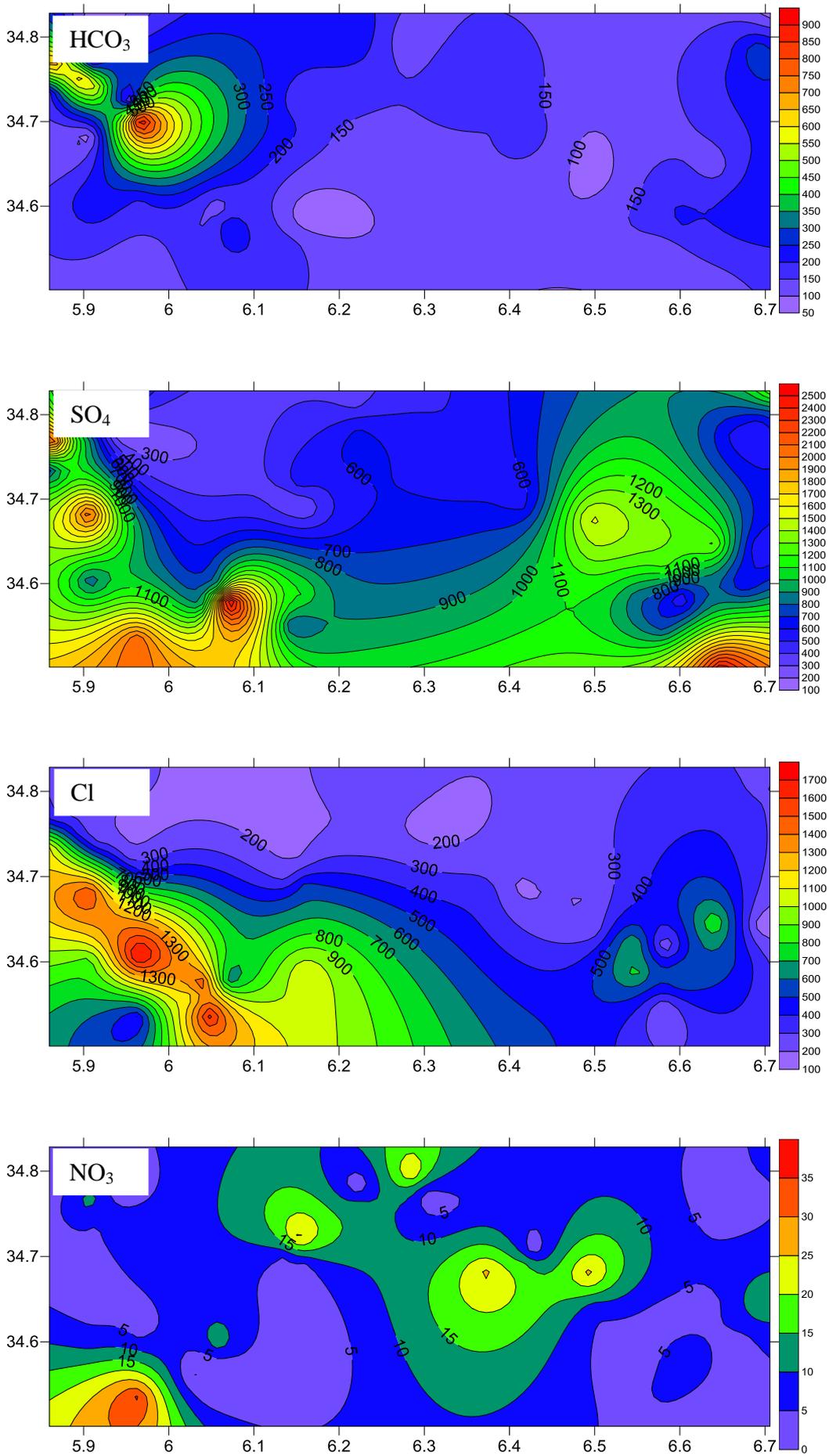


Fig. VI.7 : Cartes de répartition des iso-teneurs des principaux anions.

4. FACIES CHIMIQUES DES EAUX

La détermination du faciès chimique d'une eau est une étape importante pour toute étude hydrogéochimique ; cependant, afin d'identifier et classer les eaux de l'aquifère mio-pliocène dans la zone d'étude, les résultats des analyses physico-chimiques de ses eaux ont été traitées et projetées sur des diagrammes hydrochimiques qui visent à faciliter l'interprétation de leurs tendances évolutives. Cependant, une caractérisation globale de ces eaux consiste à la détermination des faciès hydrochimiques ou types des eaux en utilisant les compositions ioniques et les divers projections tel que le diagramme de Piper.

Le calcul des formules ioniques où les concentrations relatives des éléments sont exprimées en % par rapport à la somme des concentrations des éléments de même signe (annexe III), fait ressortir des caractéristiques chimiques très variables des eaux pour chaque niveau aquifère dans la région d'étude.

Dans le NAS, certaines eaux présentent ainsi, un faciès sulfaté calcique ou magnésien, d'autres un faciès sulfaté sodique ou calco-magnésien alors que d'autres présentent un faciès chloruré sodique secondairement calco-magnésien ou encore franchement bicarbonaté sodique.

Aussi, l'évolution géochimique des eaux souterraines peut être étudiée en projetant les concentrations des principaux ions dans le diagramme tri linéaire de Piper, ceci afin de déterminer les faciès chimiques des eaux car ce diagramme permet de représenter sur un même graphique des nombreuses analyses autorisant des regroupements des faciès chimiques.

Les résultats de cette projection pour les eaux du NAS du complexe aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui (Fig. V.8) qui a été construit avec le programme Piper issu du logiciel DIAGRAMME, montrent une grande variation de la chimie des eaux souterraines qui présentent deux types de faciès chimiques : 1) chloruré et sulfaté – calco-magnésien, 2) chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique. Cette transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cet aquifère.

Pour le NAI, un faciès principal chloruré et sulfaté – calco-magnésien se dégage car 02 échantillons (5 et 12) seulement se trouvant plus au Sud manifestent un faciès chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique.

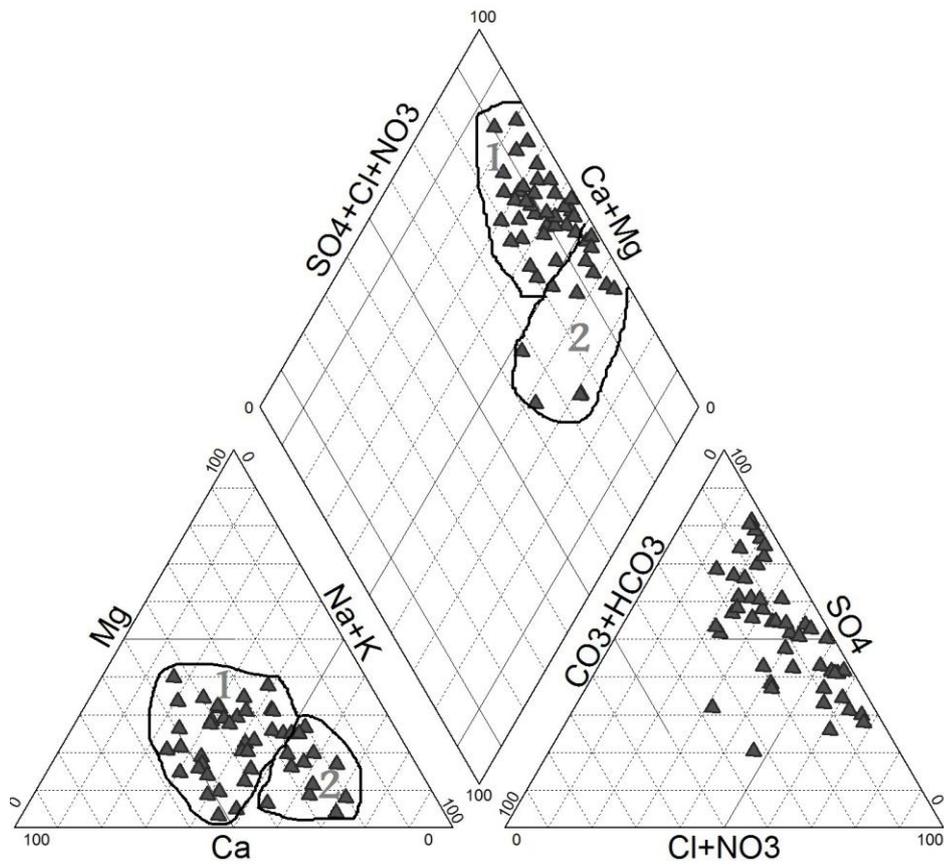


Fig. VI.8a : Faciès chimiques des eaux de la nappe du Mio-pliocène - NAS.

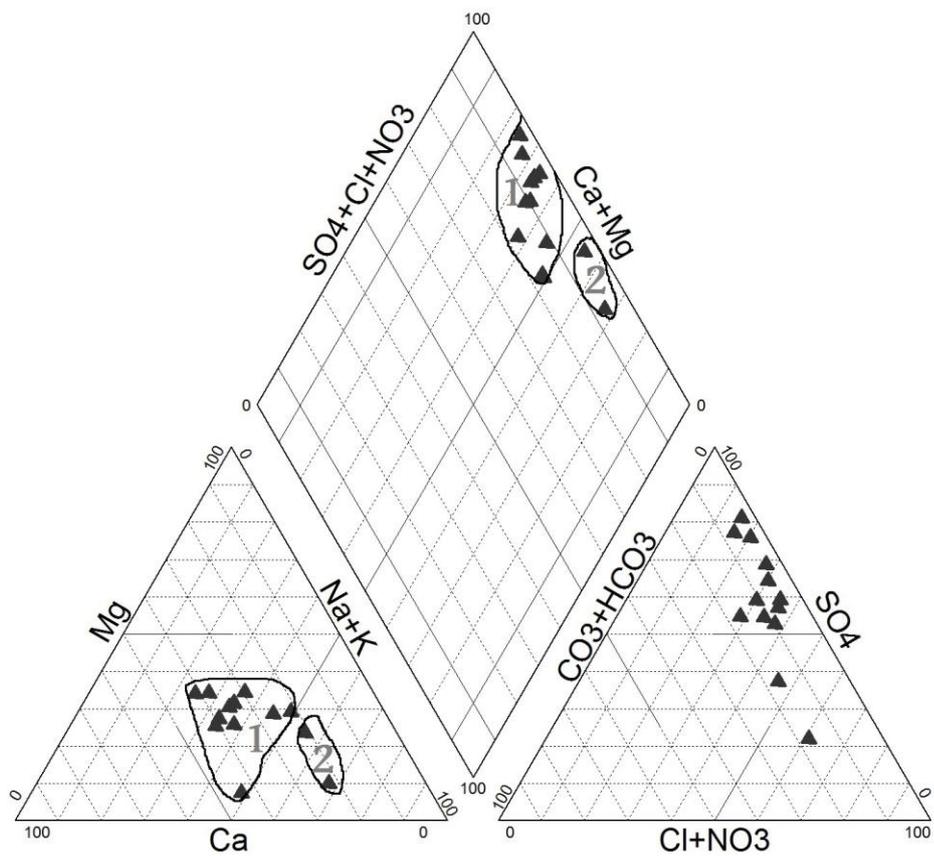


Fig. VI.8b : Faciès chimiques des eaux de la nappe du Mio-pliocène - NAI.

De même, l'évolution géochimique des eaux peut être étudiée en projetant les concentrations des principaux ions dans le diagramme de **Schoeller-Berkaloff**.

Le diagramme de Schoeller-Berkaloff présente les résultats des analyses chimiques des eaux de façon différente de celle du diagramme de Piper. En effet, dans ce dernier les échantillons sont représentés en se basant sur les pourcentages des éléments majeurs. Par contre, dans le diagramme de Schoeller, les échantillons sont représentés selon leurs concentrations en éléments majeurs, ce qui permet de déterminer les différentes familles caractérisant les eaux souterraines du système aquifère étudié. La représentation des résultats des analyses chimiques de deux niveaux aquifères mio-pliocènes sur ce diagramme, construit avec le programme Schoeller-Berkaloff issu, aussi, du logiciel DIAGRAMME, a permis d'avancer les remarques suivantes :

La majorité des échantillons montrent des allures différentes indiquant que ces eaux dans les deux niveaux aquifères peuvent être classées en plusieurs familles différentes qui ne dérivent pas d'une même origine chimique (Fig. VI.9.a et 9.b). En effet, certains échantillons de ces deux niveaux aquifères montrent de fortes teneurs en sulfate, en chlorure et en sodium suggérant une origine liée à un faciès sulfaté sodique ou chloruré sodique. D'autres, se distinguant par des concentrations relativement importantes en ces éléments témoignant d'une origine en relation avec un faciès chloruré et sulfaté – calco-magnésien d'autres des teneurs intermédiaires reflétant des intermédiaires de transition entre les deux faciès principaux identifiés.

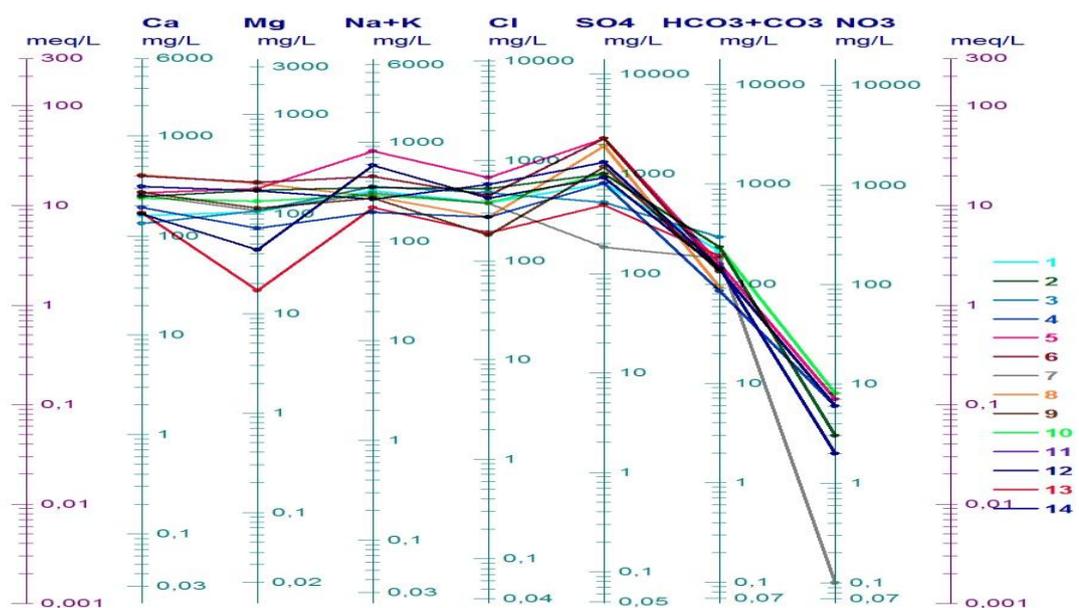


Fig. VI.9.a : Diagramme de Schoeller-Berkaloff des eaux du NAI.

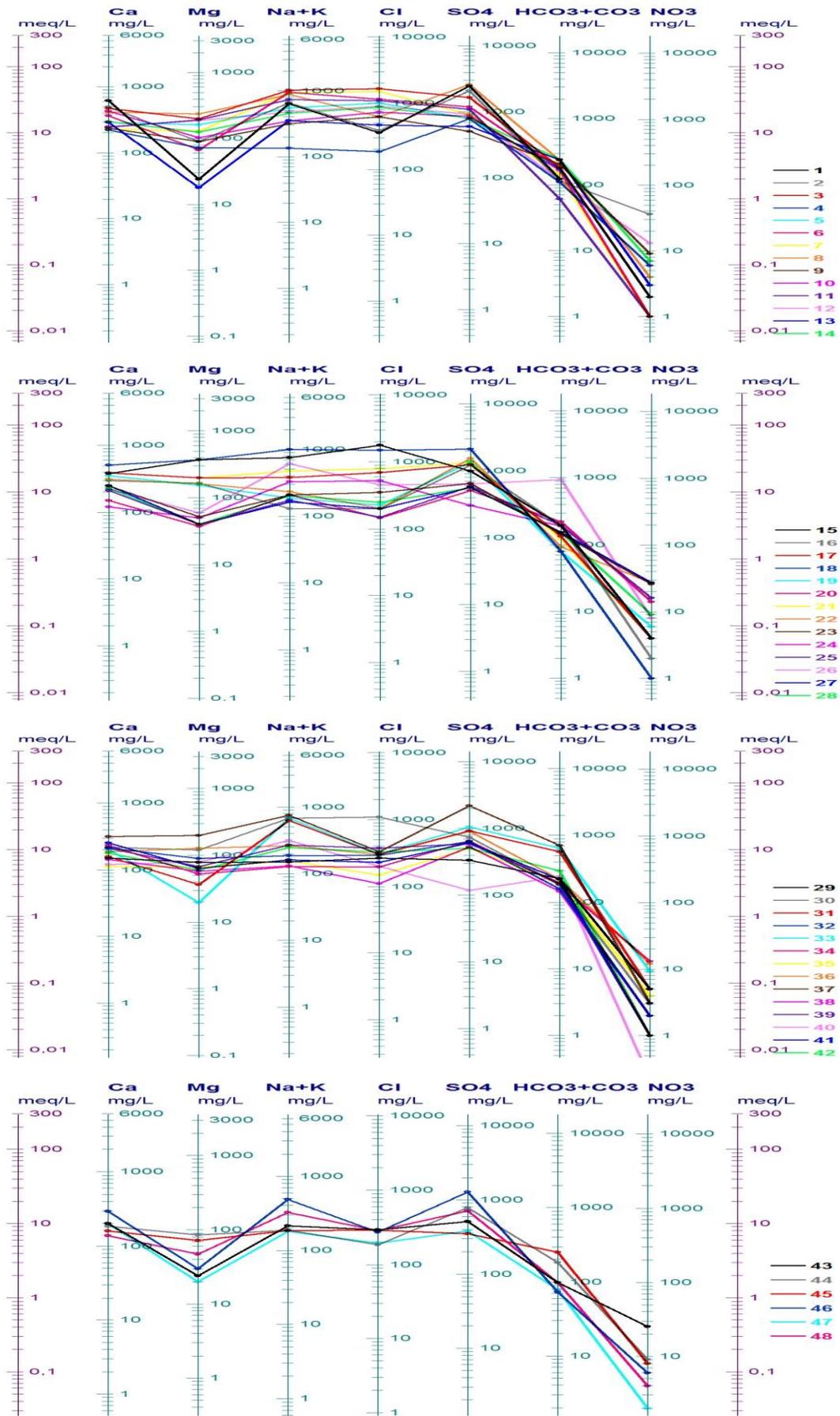


Fig. VI.9.b : Diagrammes de Schoeller-Berkaloff des eaux du NAS.

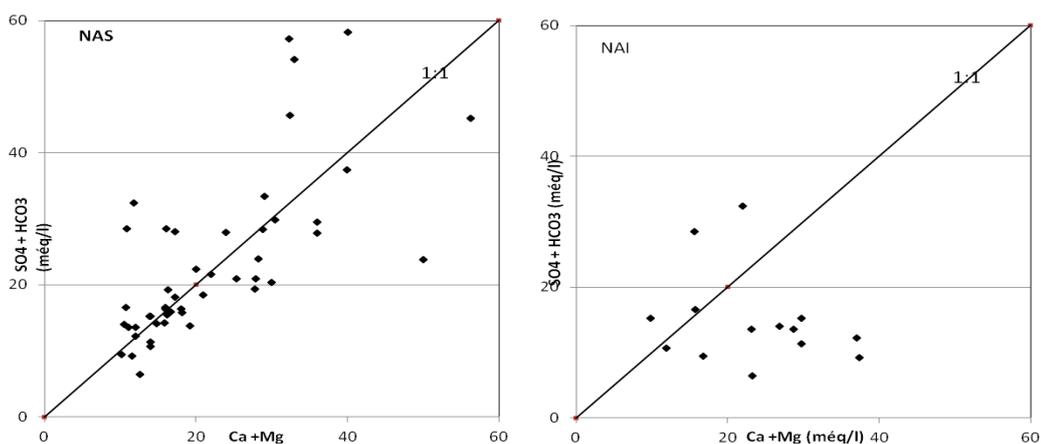
5. MECANISMES DE L'ACQUISITION DE LA SALINITE DES EAUX

Les réactions entre les eaux souterraines et les matériaux de l'aquifère jouent un rôle important sur leur qualité chimique et sont aussi très utiles pour comprendre leur origine ; cependant, les données hydrogéochimiques soumises à diverses projections permettent d'identifier les processus hydrogéochimiques opérant dans l'aquifère en question. Certains des processus possibles identifiés sont expliqués ci-dessous.

5.1 : principaux processus de minéralisation des eaux

a. Altération et dissolution

Le sodium, le calcium et le magnésium sont les cations dominants dans les eaux de l'aquifère du Mio-pliocène. De même, les sulfates et les chlorures sont également présents en quantités importantes. Les carbonates, les évaporites et en partie les silicates sont les principales sources de minéralisation dans la région d'étude. Les ions provenant de ces sources ont pu être dissous et ajoutés au système d'eaux souterraines par des procédés de lessivage et de mélange. Cependant, on peut suggérer que la minéralisation est due à la dissolution de ces minéraux par simple projection dans le graphique $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ Vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ qui donne des informations sur l'importance relative des principaux minéraux contribuant à la minéralisation de ces eaux. Dans le diagramme $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ Vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ (fig. VI.10), les points tombant le long de l'équilibre - $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = \text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ - suggèrent que ces ions ont résulté de l'altération des carbonates et des silicates (Datta et Tyagi, 1996 ; Kuldip-Singh et al., 2011). La plupart des points de cette étude se situent autour de la ligne 1: 1, ce qui suggère que l'altération des carbonates et en partie des silicates est parmi les principaux processus hydrogéochimique opérant dans cette région.



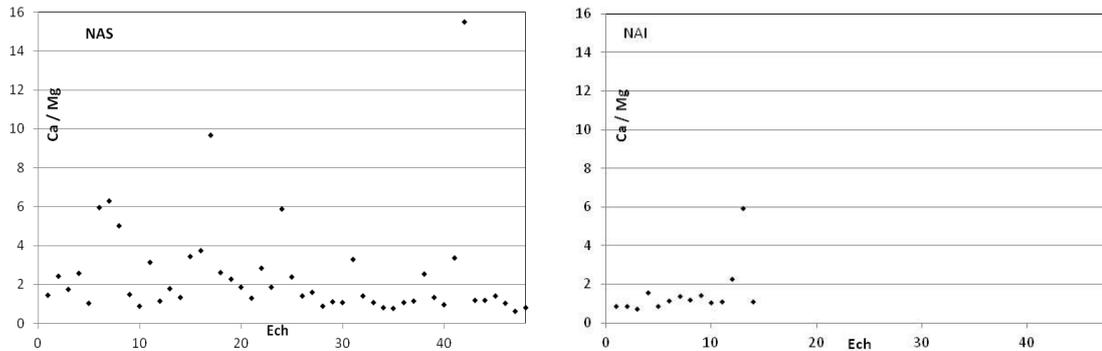


Fig. VI.10 : Diagramme $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ vs $(SO_4^{2-} + HCO_3^-)$ et rapport molaire Ca^{2+} / Mg^{2+} des eaux du NAS dans la région d'étude.

D'autre part, un rapport $Ca^{2+} / Mg^{2+} = 1$ indique la dissolution de la dolomite, un rapport plus élevé est indicatif d'une plus grande contribution de la calcite (Maya et Loucks, 1995). Alors qu'un rapport $Ca^{2+} / Mg^{2+} > 2$ indique la dissolution des minéraux silicatés contribuant à l'enrichissement en calcium et magnésium des eaux souterraines (Katz et al., 1998). Le tracé du rapport Ca^{2+} / Mg^{2+} dans les eaux du système aquifère mio-pliocène (NAS et NAI) (Fig. VI.10) révèle que le processus dominant est la dissolution des carbonates et en partie celle des silicates. Les échantillons se situant près de la ligne des ratios 1 et 2 révèlent des dissolutions de la dolomite et de la calcite respectivement et ceux au-dessus de la ligne du ratio 2 indiquent l'effet de dissolution des minéraux silicatés. La présence de carbonates et de silicates dans les dépôts sableux pourrait favoriser le processus d'altération de ces matériaux et leur dissolution conduisant à leur enrichissement dans les eaux de l'aquifère en question.

L'évolution proportionnelle entre les teneurs de $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ et $HCO_3^- + SO_4^{2-}$ suggère la dissolution des formations éo-crétacées argilo-évaporitiques et carbonatées. Ces formations sont drainées par les eaux souterraines qui proviennent du versant sud de l'Aurès et qui sont, par la suite, mélangées aux eaux de l'aquifère au niveau de la fosse à travers les failles.

Dans la région d'étude, les teneurs en SO_4^{2-} sont relativement élevées par rapport à celles du Cl⁻. Les concentrations en SO_4^{2-} augmentent progressivement jusqu'à atteindre la saturation dans certains forages. D'autre part, les teneurs en Ca^{2+} et en Mg^{2+} montrent une grande variabilité de 112 à 620 mg/L pour Ca^{2+} et de 18 à 372 mg/L pour Mg^{2+} pour le NAS et de 134 à 404 mg/L pour Ca^{2+} et de 17 à 209 mg/L

pour Mg^{2+} pour le NAI (Tab. VI.1a et VI.1.b). Ceci peut s'expliquer par le fait que ces deux cations sont probablement impliqués dans les processus de dissolution-précipitation du gypse, de la calcite et de la dolomite. Cependant, les concentrations relativement importantes en Mg^{2+} dans les eaux de certains forages indiquent un accroissement du temps de séjour de l'eau au sein de l'aquifère. Les temps de séjour très élevés des parcours souterrains et la profondeur du circuit et son confinement sous des couches imperméables garantissent la grande constance des conditions de mise en solution et de précipitation de ces minéraux.

b. Échange d'ions

Les réactions chimiques par lesquelles l'échange d'ions entre les eaux d'un aquifère et son environnement se produisent pendant leur résidence et/ou parcours peuvent être déterminées en étudiant les Indices Chloro-alkalins - CAI 1 et CAI 2 – avec :

CAI 1 : $(rCl - (rNa + rK)) / rCl$.

CAI 2 : $(rCl - (rNa + rK)) / (rSO_4 + rHCO_3 + rNO_3)$.

Où la concentration des ions est exprimée en méq / l. Lorsqu'il y a un échange entre Ca^{2+} et Mg^{2+} des eaux souterraines et Na^+ et K^+ dans les matériaux de l'aquifère, ces deux indices sont négatifs par contre, s'il y a échange inverse d'ions, les deux indices seront positifs (Schoeller, 1965, 1977). Les valeurs de ces deux rapports sont positives pour l'ensemble des échantillons étudiés pour les deux niveaux aquifères (Fig. VI.11) ; ceci indique que l'échange ionique inverse est le processus dominant.

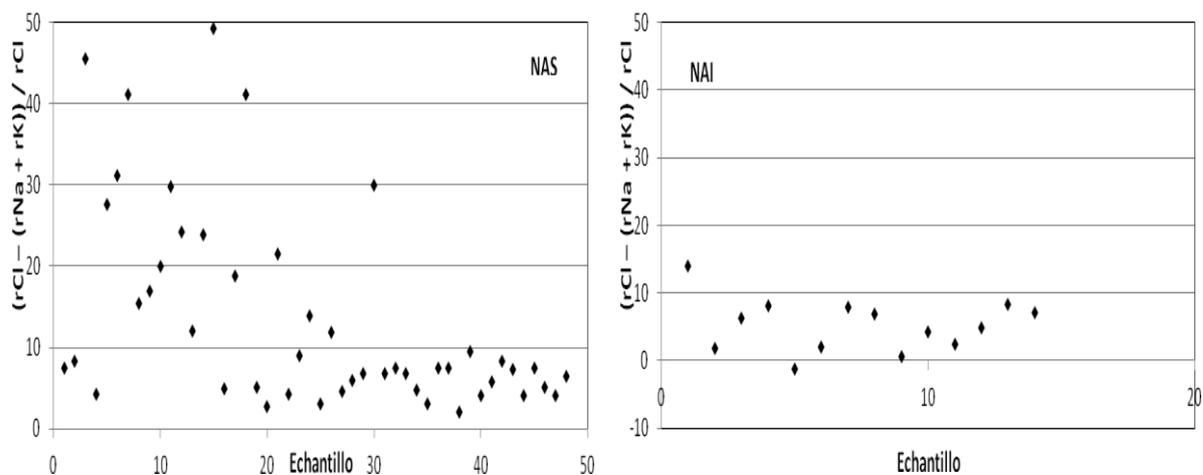


Fig. VI.11 : les indices Chloro-alkalins - CAI 1 et CAI 2 indiquant le processus d'échange d'ions.

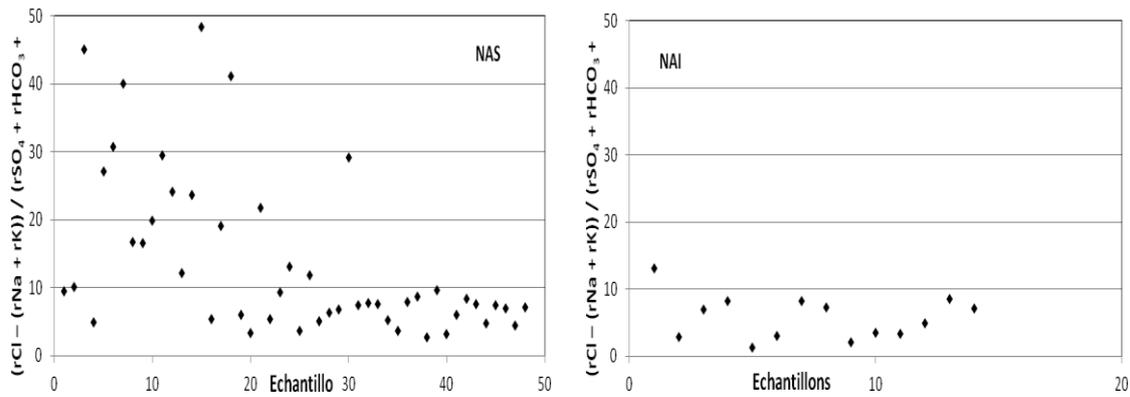


Fig. VI.11 : les indices Chloro-alkalins - CAI 1 et CAI 2 indiquant le processus d'échange d'ions.

Cependant, lorsque l'échange d'ions est un processus géochimique significatif contrôlant la composition des eaux souterraines, la relation entre :-

$$(Na^+ + K^+ + Cl) - (Ca^{2+} + Mg^{2+} - HCO_3^- - SO_4^{2-})$$

devrait être linéaire avec une pente de -1,0 (Fisher et Mullican, 1997). La Figure VI.12 montre que tous les échantillons d'eaux souterraines du NAS définissent une droite ($R^2=0.83$) avec une pente proche de -1.0 ce qui indique l'occurrence d'un échange inverse d'ions dominant sur le processus d'échange d'ions dans la zone d'étude. Parcontre pour le NAI, les échantillons définissent une droite ($R^2=0.1057$) avec une pente oblique sur la droite de -1.0, ceci suggère que dans ce niveau aquifère, le processus d'échange d'ions domine l'échange inverse d'ions.

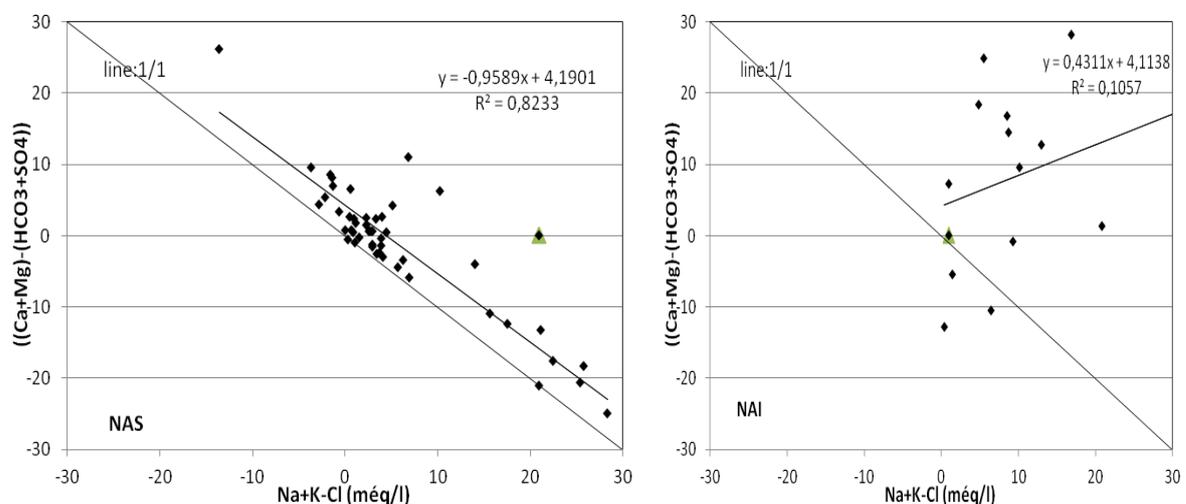


Fig. VI.12 : Relation entre $[(Ca+Mg) - (HCO_3+SO_4)]$ et $[Na+K-Cl]$, dans les eaux.

Cependant, le comportement du sodium en fonction de la teneur en chlorures (Fig.VI.13) considéré comme un ion conservé, très soluble, entrant rarement dans les

précipitations salines chlorurées, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydo-réduction et non affecté par l'activité bactérienne (Fetter, 1993). Ce rapport montre un excès en sodium par rapport à la droite de la dissolution de la halite (Fig. VI.13), cela s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions alcalins qui fait accroître la concentration du sodium par rapport à celle des chlorures. Cet excès en alcalins pourrait provenir en plus de la dissolution des sels, de l'échange de base lié aux minéraux argileux qui fixent l'ion Na^+ après libération des ions Ca^{2+} et probablement aussi, du recyclage des eaux d'irrigation.

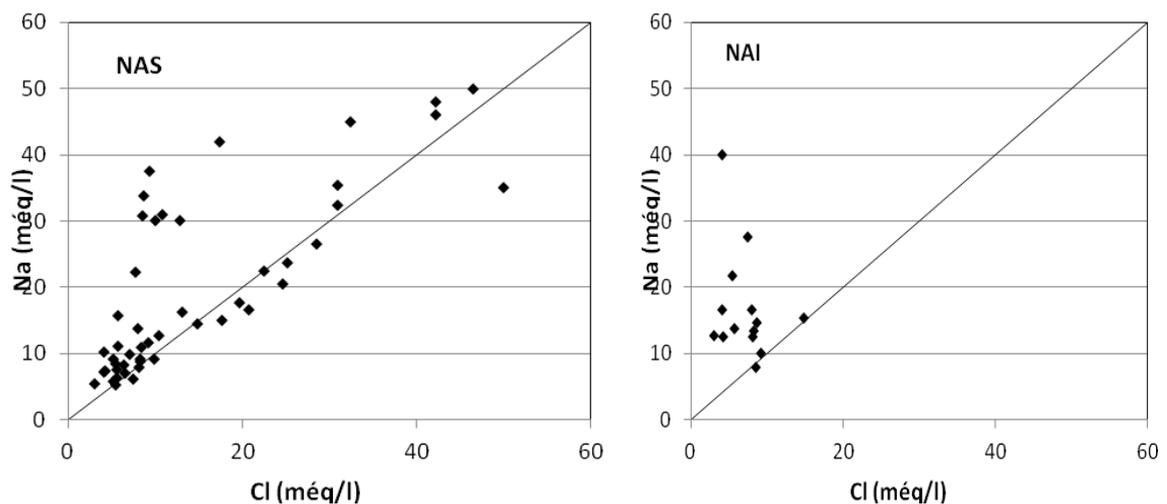


Fig. VI.13 : Relation entre Na et Cl dans les eaux.

c. Évaporation

La région étudiée connaît des conditions climatiques sèches et arides, l'évaporation peut également contribuer à la chimie de l'eau. Gibbs (1970) a suggéré qu'une trame simple de TDS par rapport au rapport pondéral $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ pourrait fournir des informations sur l'importance relative des principaux mécanismes naturels de contrôle de la chimie des eaux souterraines. A partir du graphique de Gibbs (fig. VI.14), le processus dominant déterminant la composition de l'eau est l'interaction entre l'évaporation et l'interaction roche / sol-eau. L'évaporation de l'eau de surface et de l'humidité dans la zone non saturée est le principal processus d'évolution de la composition chimique des eaux souterraines. L'évaporation concentre l'eau restante et conduit à la précipitation et au dépôt d'évaporites qui sont finalement lessivées dans la zone saturée. Ceci est attendu, car l'évaporation augmente considérablement la concentration des ions formés par l'altération chimique, conduisant à la salinité élevée

et au TDS. Cela est clairement reflété dans le graphique de Gibbs, qui indique une tendance vers les évaporations et la dissolution dominée par la roche.

Le processus d'évaporation n'est pas seulement un phénomène courant dans la salinisation des eaux de surface, mais aussi dans les eaux souterraines. Cependant, le rapport Na / Cl peut être utilisé pour identifier le processus d'évaporation dans les eaux souterraines. L'évaporation augmentera la concentration des solides dissous dans les eaux souterraines par contre le rapport Na / Cl reste le même, et il est l'un des bons indicateurs de l'évaporation. Si l'évaporation est le processus dominant, le rapport Na / Cl devrait être constant lorsque la CE augmente. Par conséquent, le tracé de Na / Cl par rapport à EC donnerait une ligne horizontale, ce qui serait alors un indicateur efficace de concentration par évaporation et évapotranspiration (Jankowski et Acworth, 1997).

La figure VI.14 montre qu'une ligne de tendance est horizontale indiquant que l'évaporation est le processus principal. L'autre ligne de tendance est inclinée, révélant que l'évaporation peut ne pas être le principal processus géochimique contrôlant la chimie des eaux souterraines ou la dissolution ou la réaction d'échange d'ions dominant l'évaporation.

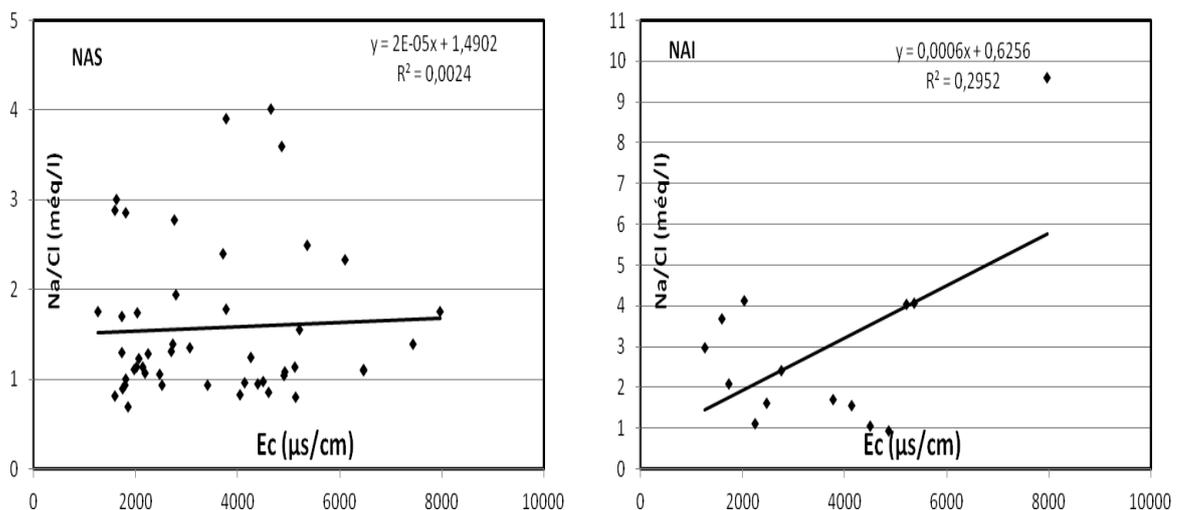


Fig. VI.14 : Projection de la chimie des eaux de la région d'étude sur le diagramme :-
Ec - Na / Cl.

Le diagramme Ec - Na / Cl (Fig. VI.14) montre que la ligne de tendance est très légèrement inclinée et que pour certains points le rapport Na / Cl diminue avec l'augmentation de la salinité (Ec) qui semble être l'élimination du sodium par réaction d'échange ionique surtout dans le NAI. Cette observation indique que l'évaporation ne

peut pas être le processus géochimique dominant et contrôlant la chimie des eaux souterraines dans la région d'étude et que le phénomène d'échange d'ions s'associe avec l'évaporation dans la salinisation des eaux. Ceci se justifie par les diagrammes de Gibbs (Fig. VI.15) qui montre que l'évaporation n'est pas le processus dominant dans ce bassin dans les deux niveaux aquifères et qui se justifie de plus par la profondeur des niveaux aquifères qui atteint par endroits plusieurs centaines de mètres.

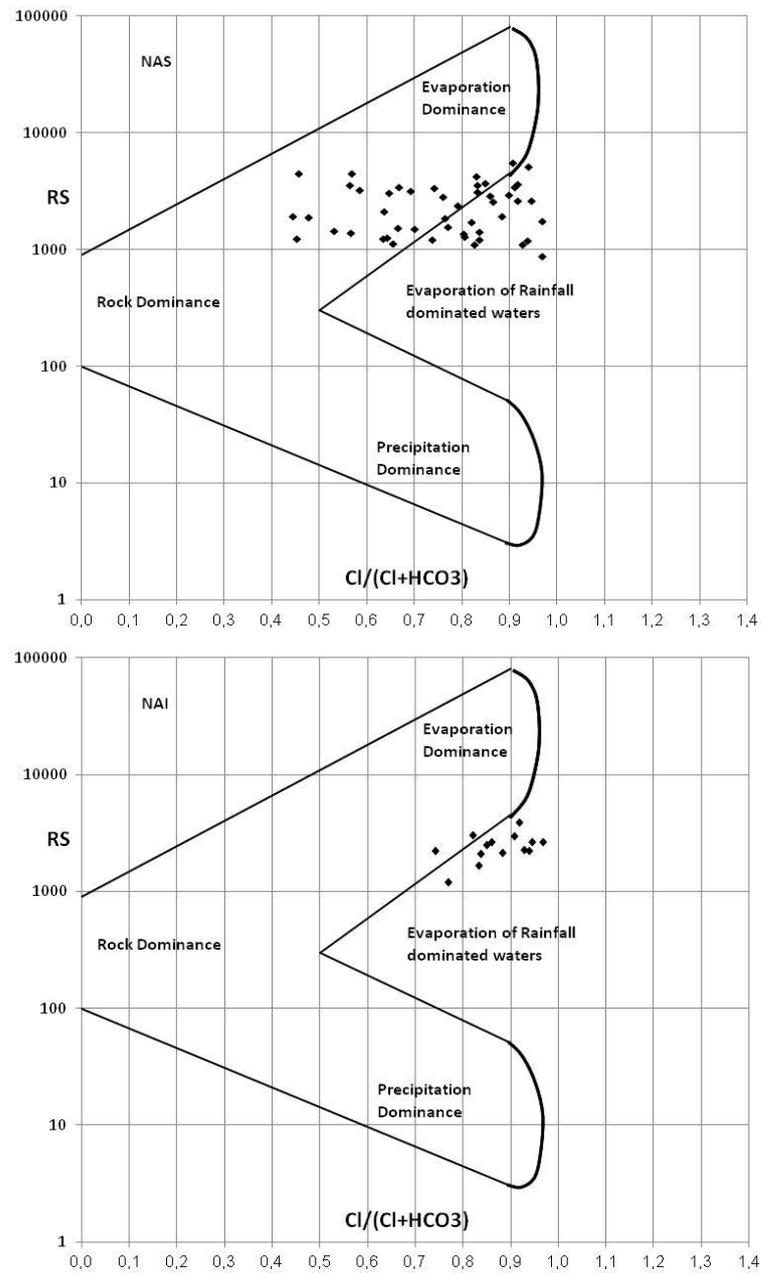


Fig. VI.15 : Projection de la chimie des eaux de la région d'étude sur le diagramme de Gibbs.

5.2 : L'Indice de Saturation

Afin d'évaluer les processus géochimiques qui sont à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans la région d'étude, une attention particulière est accordée à l'indice de saturation (IS) des eaux à l'égard de certains minéraux qui exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau- roche (Drever J. F., 1997). Les indices de saturation par rapport aux minéraux (halite, gypse, anhydrite, calcite, dolomite et aragonite) et les équilibres chimiques ont été calculés à l'aide du programme PhreeqC associé à Diagrammes (PARKHURST *et al.*, 1999).

Les résultats des échantillons d'eau souterraine analysés pour le NAS (Tab. VI.2a), montrent que ces derniers sont saturés par rapport à l'aragonite, la calcite et la dolomite, mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'anhydrite, le gypse et l'halite. Ces indices indiquent que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de calcite ou dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation, cela peut être expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (-4.34) ; CaSO₄ (-4.59), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (dolomite (-16.81), calcite (-8.42) et aragonite (-8.26)), ce qui produit une précipitation rapide des minéraux carbonatés.

	Aragonite	Calcite	Dolomite	Anhydrite	Gypse	Halite
M	0,73	0,88	1,61	-0,83	-0,62	-5,58
Ecart type	0,27	0,27	0,60	0,29	0,29	0,56
Cv	36,35	30,36	37,17	-34,67	-46,83	-10,02
Max	1,41	1,56	2,88	-0,16	0,06	-4,51
Min	0,02	0,16	0,34	-1,78	-1,56	-6,55

Tab. VI.2a : Paramètres statistiques de l'indice de saturation des eaux du NAS.

Pour les eaux du NAI, comme pour ceux du NAS, elles sont, aussi, saturées par rapport à l'aragonite, la calcite et la dolomite et sous-saturés en anhydrite, gypse et halite et donc seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter (Tab. VI.2b).

	Aragonite	Calcite	Dolomite	Anhydrite	Gypse	Halite
M	-0,21	0,69	0,82	1,74	-0,60	-5,63
Ecart type	0,29	0,22	0,22	0,49	0,29	0,30
Cv	-136,08	31,70	26,78	28,03	-48,06	-5,29
Max	-0,32	1,06	1,20	2,65	-0,19	-5,03
Min	-1,31	0,22	0,35	0,82	-1,19	-6,09

Tab. VI.2b : Paramètres statistiques de l'indice de saturation des eaux du NAI.

6. ANALYSE STATISTIQUE MULTIVARIABLE

Les études hydrochimiques des systèmes aquifères souterrains ont mis fortement l'accent sur les variations des caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Cependant, si une approche classique de l'interprétation des variables hydrochimiques tient compte de variables hydrochimiques est limitée à interpréter les processus hydrochimiques et classer les faciès hydrochimiques en utilisant diverses méthodes graphiques telles que les diagrammes de Piper, de Stiff, Schoeller-Berkaloff et autres ; une approche nouvelle comprend les techniques statistiques multivariées qui aident les méthodes classiques courantes de l'interprétation de variables hydrochimiques. Ces techniques statistiques multivariées sont meilleures et souvent constituent une solution efficace pour analyser une grande masse d'informations générées à partir des données hydrochimiques des eaux souterraines (Join et al. 1997) et au cours de ces dernières décennies, l'application de ces techniques a donné de bons résultats dans l'interprétation des processus hydrochimiques divers (Ruiz et al., 1990; Voudouris et al., 2000;. Meng & Maynard, 2001; Papatheodorou et al., 2007, Hachaichi, 2018).

Comme, l'étude hydrogéochimique est essentiellement basée sur un grand nombre de paramètres physico-chimiques (variables) liés à des différents prélèvements (observations) et afin d'appuyer d'avantage les résultats hydrochimiques, faciliter leurs interprétations et identifier plus aisément les processus fondamentaux responsables de l'acquisition de la salinité des eaux, une étude statistique surtout fondée sur l'utilisation de la matrice de corrélation, de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) et l'analyse hiérarchique ascendante (HCA), a été réalisée afin de mieux contraindre l'interprétation des données en utilisant le logiciel d'analyse statistique XLSTAT, 2018 (version d'essai).

6.1. La matrice de corrélation

La matrice de corrélation établie entre 12 variables hydrochimiques des eaux du niveau aquifère supérieur (T, pH, RS, CE, Ca, Mg, Na, K, HCO₃, SO₄, Cl et NO₃) (Tab.V.3) a permis de déterminer les rapports existants entre ces différents variables. Car, l'analyse de la matrice de corrélation permet de retenir les éléments corrélés deux à deux avec un coefficient de corrélation (r) significatif. Les coefficients de corrélation ont été calculés selon la méthode de moindre carré. Les variables montrant un coefficient $r > 0.7$ sont considérées être fortement corrélées tandis que celles avec un coefficient r compris entre 0.5 et 0.7, et $r < 0.5$ montrent des corrélations modérées et faibles respectivement. La matrice de corrélation établie entre les paramètres physico-chimiques, principalement les teneurs en éléments majeurs, a conduit à préciser d'avantage les associations entre les variables pouvant avoir une concordance globale. Elle a pu également identifier les comportements et les sources communes des éléments majeurs permettant de mettre en évidence les principaux processus de minéralisation (Helena et al., 2000).

Comme l'illustre le tableau VI.3, le Residu Sec (RS) ou encore la Conductivité Electrique (CE) sont fortement corrélé aux cations Ca²⁺, Mg²⁺ et Na⁺ et aux anions Cl⁻ et SO₄²⁻ ; les coefficients de corrélation étant respectivement 0,690 ; 0,684 ; 0,898 ; 0,769 et 0,717 et indiquent que la minéralisation des eaux souterraines su NAS est principalement liée aux sulfates et aux chlorures ainsi qu'à d'autres éléments. Cette minéralisation est acquise par la dissolution des minéraux évaporitiques telle que l'halite (NaCl) et le gypse (CaSO₄, 2H₂O). La présence des évaporites est soutenue par la corrélation élevée entre le sodium et les ions chlorures ($r=0,772$) et entre le calcium et les sulfates ($r=0,823$). La bonne corrélation entre le magnésium et les sulfates d'une part ($r=0,510$) et les chlorures d'une part ($r=0,692$) certifie également de la présence d'un échange de base entre ions dans les formations aquifères et son influence sur la chimie de l'eau.

Les chlorures, les sulfates, le calcium, le magnésium et le sodium participent de manière importante à la minéralisation totale des eaux. Ceci laisse penser que ces éléments peuvent avoir une origine commune. Ce qui témoigne d'une même origine liée, surtout, à la nature du réservoir et aux phénomènes d'échange de base.

La faible corrélation entre les ions bicarbonatés (HCO_3) et le RS ($r=0.169$) et entre le calcium, le magnésium et les bicarbonates ($r= -0,182$ et $r= -0,124$) indiquent que la dissolution des carbonates n'a qu'une influence limitée et minime sur la chimie des eaux souterraines du NAS.

Variables	T	pH	RS	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO3	SO4	CL	NO3
T	1											
pH	0,002	1										
RS	-0,068	0,272	1									
CE	0,068	0,272	1,000	1								
Ca	0,031	0,010	0,690	0,690	1							
Mg	0,255	0,019	0,684	0,684	0,496	1						
Na	0,076	0,267	0,898	0,898	0,546	0,515	1					
K	0,083	0,204	0,335	0,335	0,342	0,259	0,350	1				
HCO3	0,062	0,680	0,169	0,169	0,182	0,124	0,235	0,278	1			
SO4	0,124	0,226	0,769	0,769	0,823	0,510	0,628	0,295	0,001	1		
CL	0,142	0,073	0,717	0,717	0,463	0,692	0,772	0,429	-0,125	0,293	1	
NO3	0,424	0,077	0,180	0,180	0,005	0,197	0,252	0,011	-0,091	0,012	0,302	1

Tab. VI.3 : Matrice de corrélation Pearson appliquée aux différentes variables physico-chimiques des eaux du NAS.

6.2. Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode d'analyse statistique de données multidimensionnelles. Elle est utilisée pour le traitement des données hydrochimiques sur des variables centrées et réduites dans le cadre des études du comportement hydrochimique des aquifères. Elle permet de rechercher les relations entre les variables chimiques et de regrouper celles qui présentent un comportement semblable afin d'avoir une idée sur l'évolution du chimisme des eaux souterraines. L'objectif de cette analyse étant de décrire ou de classer les données pour permettre l'interprétation du fonctionnement hydrochimique de l'aquifère, une analyse en composantes principales a été réalisée dans le but d'orienter l'étude hydrochimique. En effet, l'étude des ressemblances entre les différents échantillons et les liaisons entre les variables permettent de mettre en évidence les associations existant entre les différentes variables et l'existence éventuelle de sous populations.

L'ACP a permis la détermination des rapports complexes existant entre les différents variables géochimiques (Dalton et Upchurch, 1978 ; Fovell et Fovell, 1993 ; Guler et al., 2002). Elle a aussi permis d'exprimer l'ensemble de variables sous forme de combinaisons linéaires de facteurs. Il s'agit, d'une classification graphique simple de la manifestation des variables et des individus (Cattel, 1965). Les combinaisons linéaires des différents variables permettent de réduire la majeure partie de la variance exprimée par les individus à quelques plans factoriels (Davis, 1986 ; Kumar et al., 2006 ; Ben Moussa, 2011).

L'analyse en composantes principales des données physico-chimiques réalisée à partir de 12 paramètres pour 48 échantillons montre que le premier axe (F1) exprime 44.78% de la variance totale et le deuxième, 16.73%. La somme de ces deux grandes valeurs propres étant égale à 61.52% (Tab. VI.4), elle indique ainsi que la représentation plane de la distribution spatiale des individus contient 61.52% de l'information totale donnée par les mesures ; elle est donc très significative pour expliquer la variance du système.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	5,374	2,009	1,603
Valeurs propres cumulées	5.4	7.4	9.0
(%) Variance exprimée	44,781	16,738	13,357
% Variance exprimée cumulé	44,781	61,519	74,876

Tab. VI.4 : Représentativité des principaux axes factoriels.

L'examen de l'espace factoriel (Fig. VI.16) montre deux regroupements d'individus traduisant ainsi l'existence de différentes familles d'eaux. Cette observation vient confirmer l'existence de différentes catégories d'eaux mises en relief dans le diagramme de Piper pour les eaux du NAS (Fig. VI.8).

L'analyse de la figure VI.16 de la projection des variables sur le plan factoriel (1x2) révèle que l'axe 1 regroupe la quasi-totalité des éléments dans le pôle négatif à l'exception du pH et T°. Par contre l'axe 2 représente la moitié des variables tels que RS, EC, Na, HCO₃⁻ et SO₄²⁻, dans le pôle positif et les variables Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, NO₃⁻, Cl⁻, T) et pH sont représentés dans le pôle négatif.

De même, la projection des variables sur le plan factoriel (1x3) montre que l'axe 1 regroupe la presque totalité des éléments dans le pôle négatif à l'exception du pH, HCO₃⁻ et NO₃ qui sont représenté en son pôle positif et l'axe 3 représente à

l'exception de Na^+ , Mg^{2+} , Cl , HCO_3^- et T° tout le reste des variables dans son pôle positif (Fig. VI.17).

Sur l'ensemble des deux figures (Fig. VI.16 et Fig. VI.17), on observe que le NO_3^- et le HCO_3^- restent liés entre eux indifféremment des autres variables. Ceci met en évidence la corrélation de l'ensemble des éléments chimiques entre eux, hormis le NO_3^- et le HCO_3^- . En effet, dans les deux figures, ils ont montré leur indépendance vis-à-vis des autres éléments en gardant leur position.

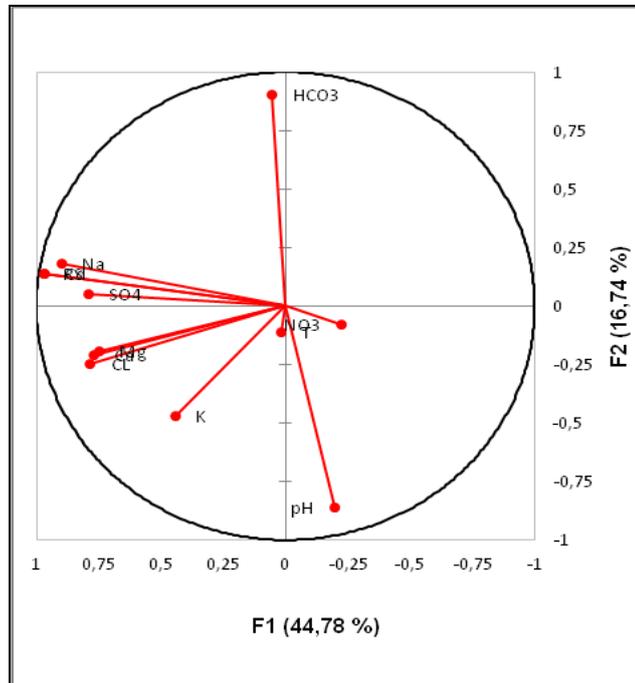


Fig. VI.16 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x2)

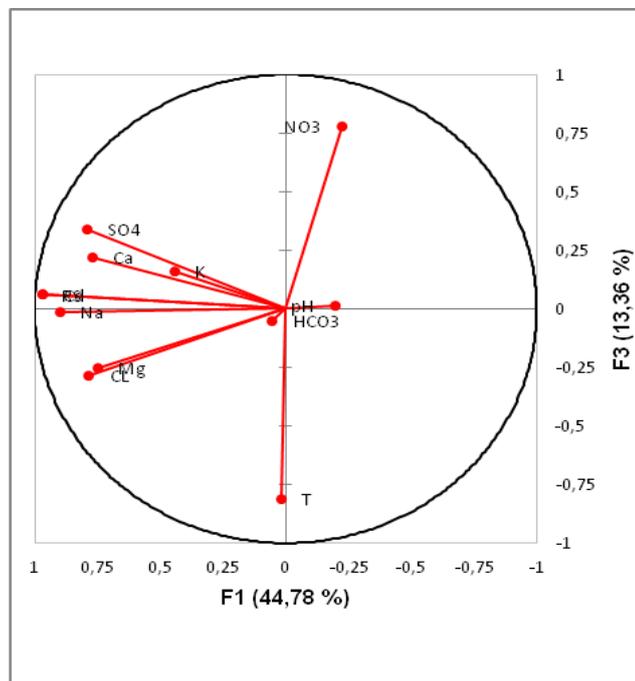


Fig. VI.17 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x3)

L'analyse de la figure VI.18 de la projection des individus sur le plan factoriel (1x2) révèle que la répartition des échantillons se fait selon la conductivité et les teneurs en sulfates. Les eaux ayant de fortes conductivités se placent sur la partie positive de l'axe 1 et les eaux de faibles conductivités se placent sur la partie négative. De la même manière, la plus part des eaux les plus riches en sulfates se retrouvent dans la partie négative de l'axe 2 et les eaux pauvres en sulfates dans la partie positive.

Par ailleurs, le regroupement de la quasi-totalité des éléments présentant des faibles conductivités dans un espace restreint sur un bord de l'axe factoriel 1 ne permet pas de distinguer l'impact relatif des différents composés chimiques des eaux. Malgré ce phénomène qualifié d'«effet de poids» qui est bien connu sur les analyses en composantes principales et constituant la principale limite de cette technique d'exploitation des données (Gaba, 2009), sur l'ensemble des échantillons ayant subi l'analyse, une tendance globale se dégage en fonction de leur affinité chimique où l'on distingue trois regroupements des eaux comme le montre la figure VI.17.

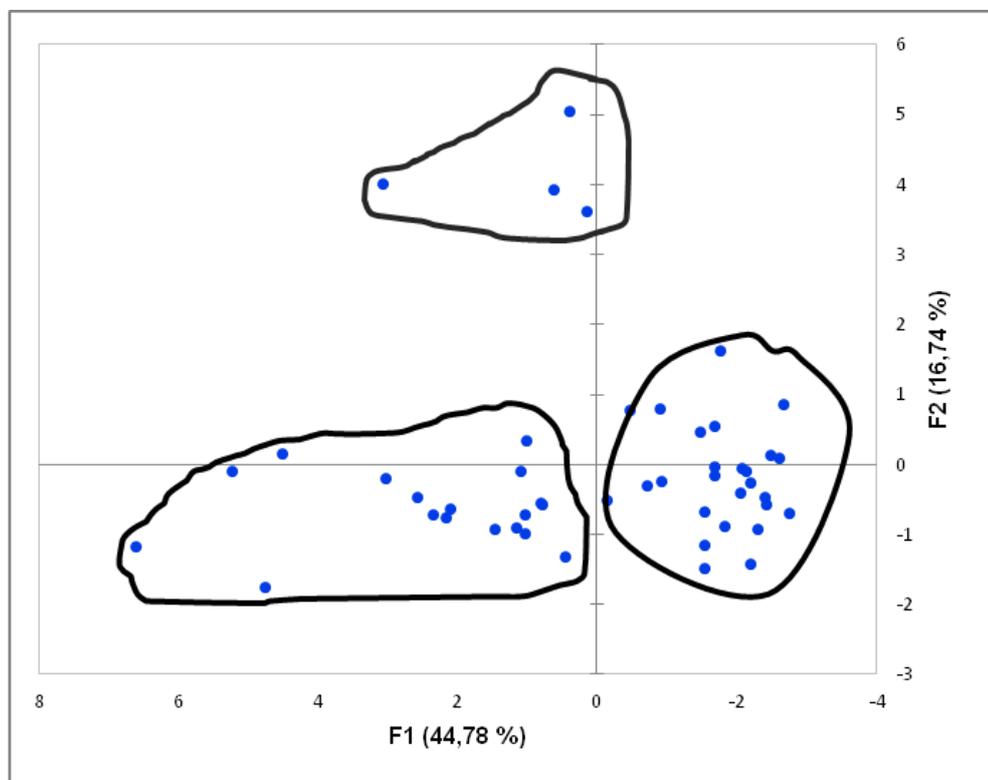


Fig. VI.18 : La projection des individus sur le plan factoriel (1x2).

6.3. Classification Ascendante Hiérarchisée (HCA)

Afin de distinguer les eaux souterraines soumises à des processus chimiques semblables, une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été réalisée. Cette technique permet d'identifier des groupements des différentes eaux analysées et de les représenter sous forme d'un dendrogramme. La classification ascendante hiérarchisée des données physico-chimiques a été réalisée à partir de 8 paramètres présentant une meilleure corrélation entre eux.

Le dendrogramme (Fig. VI.19) indique que statistiquement trois familles hydrochimiques différentes se distinguent.

La première famille (C1) englobe 07 échantillons et représente 14.58% de la totalité des prélèvements d'eau. Cette famille d'eau regroupe les eaux les plus minéralisées et se localisent majoritairement à l'Ouest de la région d'étude.

La deuxième famille (C2) est représenté par 17 forages d'eau soit 35.42% des échantillons collectés. Les eaux de cette famille sont moyennement minéralisées par rapport à C1 et se trouvent en grande partie au Nord et le Nord-ouest.

La troisième famille (C3) comprend 24 forages soit 50% et représente des eaux les moins minéralisées qui se situent surtout à l'Est et au Nord-est de la région d'étude.

L'observation du dendrogramme montre que l'écart entre les groupes 1 et 3 est important. Cet écart confirme la variabilité importante entre les valeurs maximales et minimales de la minéralisation des eaux.

Cette distinction de classes est en bonne concordance avec la répartition spatiale de la CE de ces eaux (Fig.VI.4).

Contrairement au diagramme de Piper (Fig.VI.8) qui montre deux faciès, la classification ascendante hiérarchisée (Fig. VI.19) montre que les eaux du NAS présentent une très grande hétérogénéité de faciès chimiques en fonction de leur répartition géographique. On distingue trois grandes familles représentant huit sous familles. Cette observation met en évidence que le chimisme des eaux dépend, en plus du sens de l'écoulement, de la zone dans laquelle l'échantillon a été prélevé et de sa proximité des reliefs (éventuelle zone de recharge).

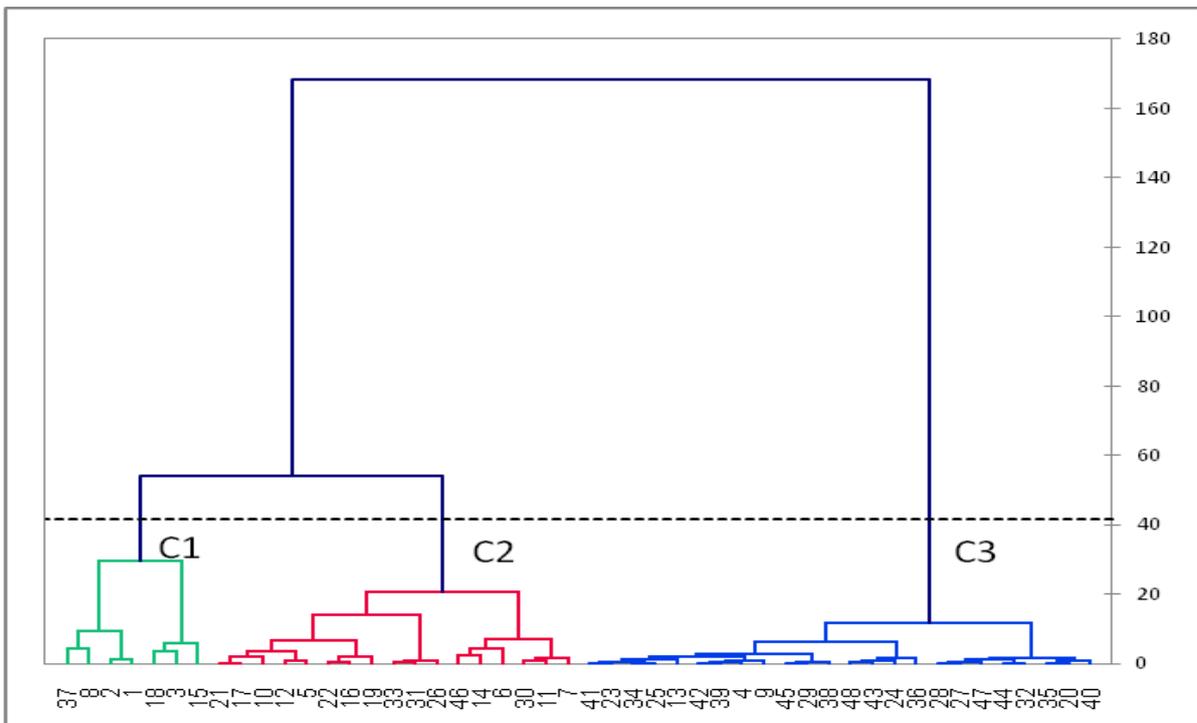


Fig. VI.19 : Classification ascendante hiérarchisée des eaux à partir de 08 paramètres présentant une corrélation importante.

Enfin, l'étude de l'évolution du chimisme des eaux du NAS par l'analyse statistique vient une fois de plus éclairer de manière substantielle sur l'origine des différentes eaux de la nappe. Au-delà de la confirmation qu'elle donne sur l'évolution des faciès des eaux évoquée dans le diagramme de Piper, cette étude a permis d'avoir une distribution plus complexe mais plus précise des différents faciès chimiques des eaux de ce niveau aquifère que le diagramme de Piper.

CONCLUSION

La présente étude hydrochimique a pu fournir de nouvelles données permettant d'évaluer qualitativement les eaux souterraines du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui et de mettre en évidence les principaux processus responsables de leur minéralisation. L'analyse hydrochimique de ces eaux montre qu'elles sont moyennement à fortement minéralisées. Les eaux du NAS sont les plus chargées et présentent deux familles à faciès chimiques évolutifs alors que dans les eaux du NAI un faciès principal domine. La transition d'un faciès à l'autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cet aquifère multicouche.

L'application des méthodes statistiques, pour les eaux du NAS nous a permis d'identifier trois groupes d'eaux qui diffèrent par leurs teneurs en éléments dissous et dont la salinité croît dans l'ordre $G1 < G2 < G3$. La forte hétérogénéité chimique est due à la complexité des processus qui contrôlent la géochimie de ces eaux. L'étude des corrélations entre les différents éléments dissous, ainsi que l'examen de leur distribution spatiale, a montré que les interactions eau/roche sont à l'origine de l'évolution de la minéralisation des eaux. Le principal phénomène qui intervient dans le système aquifère est la dissolution des évaporites essentiellement le gypse et l'halite associée à un échange de base, qui se manifestent essentiellement par la substitution des ions (Ca - Mg et Na-K). Aussi, Les résultats ont montré que la minéralisation totale des eaux souterraines de la zone d'étude augmente généralement de l'amont vers l'aval plus ou moins conformément au sens d'écoulement (N-S). Cette évolution permet de mettre en évidence le rôle important du temps de séjour des eaux au sein du réservoir favorisant la mise en solution de certains minéraux et par conséquent l'accroissement de la salinité.

L'action conjuguée des différents processus minéralisateurs ainsi que leurs combinaisons n'ont fait qu'accentuer la salinité de ces eaux. Leur identification, confortée par le calcul des indices de saturations des minéraux mis en question, a permis une meilleure corrélation entre les différents ions présents et leur répartition montre une nette zonalité hydrochimique grossièrement du Nord Vers le Sud dans les deux niveaux aquifères.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse concerne l'étude du système aquifère du Mio-pliocène du Bassin de Chott Melrhir - Zab Chergui - appartenant à la partie septentrionale du grand bassin hydrogéologique du Bas Sahara ou Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS). Elle avait pour but : i) l'étude de la caractérisation du système aquifère dans son cadre naturel celui de la Fosse Sud Aurésienne conduisant à une meilleure détermination des différents niveaux aquifères et de préciser la géométrie et l'extension de chaque niveau afin de lever l'ambiguïté reçue de "la nappe du Mio-pliocène indifférencié" et de "la nappe du Pontien" car cette approximative distinction révèle une extension horizontale et non verticale dont leur répartition reste aléatoire ; ii) l'étude du chimisme des eaux de ce système aquifère pour une objective détermination des origines, de la distribution et de l'évolution de la salinité des eaux de chaque niveau aquifère différencié.

Par des voies multiples allant de la synthétisation des données existantes (hydrologiques, géologiques et hydrogéologiques) en passant par les corrélations de ces formations en affleurement ou en profondeur, l'analyse et le traitement des paramètres physico-chimiques, ce travail a, entre autre, contribuer à une meilleure caractérisation de ce système aquifère multicouche dans son contexte naturel.

Le Zab Chergui, zone de transition franche entre le domaine atlasique et le Sahara, forme une dépression fermée ou fosse au sud de l'accident Sud Atlasique dont les altitudes s'abaissant progressivement du Nord vers le Sud, correspond à l'exécutoire naturel du bassin des Grands Chotts aux caractéristiques propres géomorphologiques, climatiques et hydrogéologiques. Il est caractérisé par un climat chaud et aride avec une faible pluviométrie et un potentiel d'évapotranspiration élevé. Aussi, il forme un bassin sédimentaire subsident (Fosse Sud Aurésienne) avec une sédimentation à faciès lithologiques diversifiés marquée par une superposition de formations perméables et d'autres imperméables favorisant la formation d'importants aquifères souterrains dont celui du Mio-pliocène.

La litho-stratigraphique de la région comporte deux ensembles : i) celui du Crétacé – Eocène ; ii) celui du Néogène discordant sur le précédent. Une phase atlasique, à l'Eocène, a formé de vastes plis N60 assez réguliers et souples dans le premier et une autre déformation, au Quaternaire basal, a généré des plis d'orientation globalement E–W dans les deux ensembles. Ces phases ont développé de nombreuses failles (N-S à

N30°, N45°, N80° - 100°, N120° - 160°) ou favorisé leurs rejeux permettant l'alimentation de ces aquifères.

Les formations mio-pliocènes présentent d'importantes variations de faciès. A l'affleurement ou en sondage, ces formations montrent une alternance d'argiles, d'argiles sableuses, de grès ou sables parfois argileux et de conglomérats au sommet, avec la présence de gypse ou quelques bancs calcaires dans presque tous les niveaux. Elles forment deux grandes unités lithologiques scindées en sous-unités. Une unité inférieure regroupant une sous-unité argileuse à la base, d'une épaisseur supérieure à 100 m, surmontée d'une unité gréseuse avec des argiles sableuses, épaisseur dépassant 150 m. Une unité supérieure, en discordance sur la précédente, comprenant une sous-unité argilo-gréseuse très épaisse (plus de 500 m) surmontée d'une sous-unité surtout conglomératique à lentilles gréseuses à la base, d'une puissance minimale de 250 m.

La méthodologie adoptée nous a permis de tracer une image de l'agencement des dépôts mio-pliocènes dans le Zab Chergui et de dégager ou éclaircir la configuration géométrique des formations potentiellement aquifères sur la base des corrélations des données d'affleurements et de forages hydrauliques. Ceci a révélé la réalité complexe de ce système aquifère, composé par plusieurs niveaux de nature et d'âge différents. La géométrie du système aquifère montre une structure synclinale dissymétrique à une plus grande profondeur au sud et une discordance des ensembles supérieurs sur les ensembles de base associés à un semi-perméable formant, ainsi, la superposition de deux niveaux aquifères multicouches. Le niveau aquifère inférieur (NAI) est Miocène moyen alors que le niveau aquifère supérieur (NAS) est Miocène supérieur et Pliocène; Ceci soulève la confusion admise par les précurseurs dans la dénomination de « la nappe du Pontien » et de « la nappe du Mio-pliocène indifférencié ».

Les résultats de l'étude géochimique montre que la minéralisation totale des eaux souterraines de la zone d'étude est moyennement à fortement élevée dépassant les normes admises de potabilité et augmente généralement des bordures vers le centre du bassin et de l'amont (Nord) vers l'aval (Sud). L'abondance relative des principaux ions est $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ pour les cations et $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^-$ pour les anions pour les deux niveaux aquifères. Aussi, ces eaux montrent une grande variation de la chimie des eaux souterraines qui présentent deux types de faciès chimiques : 1) chloruré et sulfaté – calco-magnésien, 2) chloruré sodique et potassique ou sulfaté

sodique pour le NAS tandis que pour le NAI le faciès chloruré et sulfaté – calco-magnésien domine. Le premier se manifeste dans les régions septentrionales du bassin par contre le second dans ses parties méridionales. Leur répartition, montrant une zonalité hydrochimique, est fortement influencée par le contexte naturel de l'aquifère (lithologie, géométrie, conditions et directions des circulations souterraines) dont la transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de ce système aquifère. Cette évolution, logique compte tenu de l'organisation structurale et surtout l'agencement en chenaux (lentilles) des corps sédimentaires de nature fluvio-deltaïques, souligne le rôle important du temps de séjour des eaux au sein du réservoir qui favorise la mise en solution de certains minéraux et par conséquent l'accroissement de la salinité. Car, comme dans tous les systèmes hydrogéologiques, les facteurs principaux qui contrôlent la composition chimique des eaux souterraines sont la nature lithologique des formations traversées, le temps de transit souvent relié à la profondeur de la nappe et les « contrôles chimiques ». Les conditions climatiques et en particulier le potentiel évaporatoire, ainsi que les mélanges, souvent contrôlés par la structure, interviennent également de manière non négligeable.

L'examen détaillé des diagrammes et des différentes corrélations établis entre les concentrations en éléments majeurs a montré que l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines résulte principalement de l'interaction des eaux avec les formations encaissantes et d'une influence non négligeable de l'évaporation, en particulier pour le niveau aquifère supérieur. L'altération et la dissolution des carbonates, des sulfates, des sels et en partie des silicates, l'échange d'ions, l'évapotranspiration sont les principaux processus hydro-géochimiques de salinisation des eaux ; La combinaison de ces processus, dans un milieu favorable à la concentration des éléments dissous, a contribué positivement dans l'évolution de la salinité de ces eaux dans la zone d'étude. En plus de ces processus naturels de la minéralisation, la pollution d'origine anthropique a également joué un rôle dans la salinisation et la contamination des eaux souterraines du bassin surtout pour le NAS. En effet, les concentrations relativement importantes en nitrate, enregistrées reflètent bien l'influence significative des activités agricoles et l'usage excessif des engrais chimiques surtout dans les secteurs à forte activité agricole comme Sidi Okba ou M'Zizaa.

Le scénario global de minéralisation met en évidence les rôles joués par les différents paramètres liés au système aquifère, précise les processus intervenus dans l'acquisition de la salinité globale des eaux et peut prévoir son évolution. L'exploitation des résultats obtenus, peut aider les décideurs dans le bon choix des champs de captage et l'implantation des forages principalement destinés à l'AEP dans des secteurs contenant des eaux moins chargées en l'absence de moyens de traitement et d'adoucissement dans cette région comme dans beaucoup d'autres du territoire saharien.

Enfin, travail, qui constitue une modeste contribution à la caractérisation du système aquifère mio-pliocène, aura donc globalement permis d'amener des précisions certaines de la géométrie de la nappe et sa chimie. Il ouvre également plusieurs perspectives qui vont dans le sens de consolider les acquis déjà obtenus.

En guise de recommandations, l'approche multidisciplinaire utilisée lors de cette thèse a certes contribué à une meilleure caractérisation du système aquifère mio-pliocène dans la région du Zab Chergui. Ces nouvelles données pourront être exploitées pour améliorer la gestion et la protection de cet aquifère afin d'assurer un usage durable de cette ressource. Cependant, un suivi global pourrait être envisageable, surtout, dans les secteurs manifestant une minéralisation élevée. En outre, une étude plus poussée de cet aquifère est aussi recommandée. Il sera utile aussi d'étudier l'influence de la tectonique et des fracturations sur les vitesses d'écoulement et sur les mélanges entre les différents aquifères permettant une meilleure étude de son hydrodynamisme. L'étude hydrochimique doit être actualisée, suivie et pourrait être améliorée notamment par des analyses chimiques prenant en compte les éléments traces comme le bromure (Br) et le strontium (Sr) qui sont de bons indicateurs de l'origine de la salinité et permettant de mieux discriminer la salinité des eaux souterraines. La géochimie isotopique pourrait également être d'un apport certain, surtout, pour le traçage des eaux récentes liées à la recharge. Il serait donc intéressant de mettre en place un réseau de suivi de l'évolution sur le long terme de l'hydrochimie et de la salinité de la nappe afin de tenter de modéliser cette évolution. Ces données, associées à celles de l'hydrogéologie, pourront conduire à conceptualiser l'hydrosystème de la région des Ziban, afin de construire un modèle hydrodynamique et de simuler des scénarios de son évolution dans le temps sous l'effet d'événements naturels ou de pression anthropique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANRH (2011) : Etude sur modèle mathématique du système aquifère de la région du Biskra.
- ABH Sahara (2006) : Rapport de synthèse de l'étude du cadastre hydraulique du bassin de chott Melghir, Agence du Bassin Hydrographique du Sahara, 43p.
- APHA (American Public Health Association) (1985) : Standard methods for the examination of water and wastewater. In: Greenberg AE (APHA), Trussell RR (AWWA), Clesceri LS (WPCF) (eds) APHA, Washington, DC.
- BEL F. & DERMAGNE F. (1966) : Etude géologique du Continental Terminal, ANRH, Alger, Algérie, 22p.
- BEL, F. et CUCHE, D. (1969) : Etude des nappes du complexe Terminal du bas Sahara. Données géologiques et hydrogéologiques pour la construction du modèle mathématique. Direction de l'Hydraulique de la wilaya d'Ouargla.
- BOUGHRARA A. et LACASE B. (2009) : Etude préliminaire des images LANDSAT et ALSAT pour le suivi des mutations agraires des Ziban (Extrême Nord-Est du Sahara algérien) de 1973 à 2007. Jour. Anim. Sc (JAS09) de l'AUF, Alger.
- BOUMESSENEGH A. (2007). Les inondations dans la ville de BISKRA, Causes et Impacts(Algérie). Mémoire de Magister. Univ. El Hadj Lakhdar-Batna.202 p..
- BOUTOUGA, F., 2012 : Ressources et Essai de Gestion des eaux dans le Zab Est de Biskra. Mémoire de Magister Univ. de Annaba. 132p.
- BUSSON G. (1970) : Le mésozoïque saharien : Essai de synthèse des données des sondages Algéro-Tunisiens. C.R.Z.A. Série Géol. N°11, Ed.CNRS, Paris. 810p.
- BUSSON G. (1983).- Dynamique sédimentaire de plate-forme épicontinentale: le Crétacé moyen du Sahara Algéro-Tunisien. In Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Technip.
- CASTANY G. (1982) : Bassin sédimentaire du Sahara septentrional (Algérie-Tunisie) : Aquifères du continental intercalaire et du complexe terminal, in Hydrogéol.Géol.Ing., N°2, pp127-147.
- CHABOUR N. (2006) : Hydrogéologie des domaines de transition entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne à l'Est de l'Algérie. Thèse de doctorat. Univ. Constantine

- CHEBBAH, M. (2007) : Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Constantine, 417p.
- CHEBBAH M. AND ALLIA Z. (2015) Geochemistry And Hydrogeochemical Process Of Groundwater In The Souf Valley Of Low Septentrional Sahara, Algeria. AJEST, Vol. 9 (3); 261-273.
- CHEBBAH M. ET LAMOUREUX C. (2012) La Fosse Sud Aurèsienne au Néogène (Domaine pré-saharien, Algérie) : séquences de dépôt, propositions de corrélations et évolution sédimentaires. Bull. Serv. Géol. Nat, Alger. 23 : 3; 1-21.
- CORNET A. (1961) : Géologie de l'Oued Rhir. Terres et Eaux ; N°37. Numéro spécial de l'O.C.R.S.
- COTE, M. (1998) : Les régions bioclimatiques de l'Est algérien, Rhumel, n° 6, pp. 57-71.
- DATTA P.S., TYAGI S.K., (1996) : Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: chemical weathering processes and groundwater regime. J. Geol. Soc. India 47: 179–188.
- DUBIEF. J, (1963) : Le climat du Sahara. Institut de recherche saharienne, Algérie, mémoire hors-série.
- DREVER, J. F., (1997) : “The geochemistry of natural waters”. 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC; 379 pp.
- Edmunds WM, Guendouz AH, Mamou A, Moulla A, Shand P, Zouari K (2003) : Groundwater evolution in the Continental Intercalaire Aquifer of southern Algeria and Tunisia; trace element and isotopic indicators. Appl Geochem 18:805–822.
- FISHER RS AND MULLICAN WF, (1997) : Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. Hydrogeol. J. 10: 455–474.
- GODARD. A , TABEAU . MA, (1998) : Les climats-mécanismes et répartitions, 2ed Armond colin, 191p

- GIBBS, R. J. (1970) : Mechanisms controlling world water chemistry. *Science Journal*, 170, 795–840.
- GUIRAUD R. (1970) : Sur la présence de décrochements dextres dans l'Atlas Saharien. *Interprétation mégamétrique. C.Som. S.G.F.*, 8, p. 316-318.
- GUIRAUD R. (1973) : Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sci. Univ. Nice, 270 p, 114 fig., 12 pl. h.t.
- GUIRAUD R. (1974) : A la recherche du rhexmatisme de l'Algérie du Nord et des régions voisines. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*. 3^{ème} série, Fasc. 22.
- GUIRAUD R. (1986) : Corrélations entre les principaux événements géodynamiques enregistrés du Trias à nos jours sur les marges alpine et atlantique de la plaque africaine. *Mém. de la Fac. des Sci. de Marrakech*.
- GUIRAUD R. (1978) : Le « continental terminal » en Algérie. *Ann.Fac.SC.Dakar*, t31, pp.85-87.
- GUIRAUD R. (1990) : Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Pub.ONG, Alger* ; 259p.
- HAN D, LIANG X, JIN M, CURRELL MJ, HAN Y, SONG X (2009) : Hydrogeochemical indicators of groundwater flow systems in the Yangwu River Alluvial Fan Xinzhou Basin Shanxi China. *Environ Manag* 44:243–255.
- JACQUART. C., CHOISNEL, E. (1995) : "Un modèle de bilan hydrique simplifié à deux réservoirs utilisables en agrométéorologie", *La Météorologie*, 8(9), pp. 29-44.
- JANKOWSKI, J., & ACWORTH, R. I. (1997) : Impact of debrisflow deposits on hydrogeochemical process and the development of dry land salinity in the Yass River catchment, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal*, 5, 71–88.
- KABOUR A. (2004) : Contribution a l'étude du bassin versant de cheria (Est Algérien) et essai de modélisation de l'aquifère de la région sud. *Mémoire de Magister. Univ. El Hadj Lakhdar-Batna*.187 p

- KATZ, B. G., GOPALAN, T. B., BULLEN, T. D., & DAVIS, J. H. (1998) : Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interaction between groundwater and surface water in mantled karst. *Groundwater Journal*, 35, 1014–1028.
- KILIAN C. (1931) : Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc. Géol.Fr. Paris
- KULDIP S, HUNDAL HS, DHANWINDER S. (2011) : Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of Bathinda district of Punjab, northwest India. *Environ. Earth. Sci.* 64: 1823–1833.
- KUMAR M, RAMANATHAN AL, RAO MS, KUMAR B. (2006) : Identification and evaluation of hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Delhi, India. *J. Environ. Geol.* 50:1025–1039.
- MAUGET.G. (1967) : L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du bas Sahara algérien. *Recherches sur l'Algérie*. Edition CNRS Paris. Pages 68 – 75.
- MEBARKI, A. (2005) : Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : ressources en eaux, aménagement et environnement thes. Doc. Univ. Mnetouri ; pp 349.
- MEGUENNI-TANI A. (2013) : Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe du Mio-plio-quaternaire de la région sud de la ville de Biskra, Algérie. Mémoire de Master. Univ de Tlemcen. 70p
- MESSAMEH A.H, LABORDE J.P. et BENMEBAREK S. (2009) : Modélisation géostatistique de la salinité des eaux souterraines : cas de la nappe des sables de Biskra. *Courrier du Savoir – N°09*, pp.49-56.
- MAYA, A.L., LOUCKS, M.D. (1995) : Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah. *J. Hydrol.* 172: 31–59.
- MICHARD G. (1989) : Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Ed.Published, 357p.
- NESSON C. (1975) : L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas Sahara Algérien. *Mem.Doc, Ed.CNRS*, 17: p 96.

- OSS (Observatoire Sahara et Sahel) (2003a) : Système aquifère du Sahara septentrional: gestion commune d'un bassin transfrontière. Rapport de synthèse. OSS, Tunisie.
- OSS (Observatoire Sahara et Sahel) (2003b) : Système aquifère du Sahara Septentrional: Une conscience de bassin, 322p.
- OULD BABA SY M. (2005) : Recharge et paléo recharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse de Doctorat. janvier 2005.
- PARKHURST, D.L. & APPELO, C.A.J. (1999) : User's guide to PHREEQC (version 2): a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geol Surv Water Resour Invest. Rep 99-4259.
- RECHACHI-MILED Z. (2017) : Impact de la qualité des eaux d'irrigation sur la salinisation des sols en régions arides et semi arides : cas de la région du Ziban. Univ. de Biskra.380p
- RICHARDS L. A. (1979) : Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agric. Handbook 60, USDA, Washington D.C, p160
- PETALAS C.P. AND DIAMANTIS I.B. (1999) : Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. Hydrogeology journal, 7 : 305-316.
- PIPER, AM. (1944) : A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. American Geophysical Union, Trans. 914-923.
- RODIER J., (1996). Analyse des eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 8^{ème} édition Dunod, Paris, 1384p.
- SARLIN P. (1970) : l'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. Annuaire géographique. n°464.
- SCHOELLER, H. (1965). Qualitative evaluation of groundwater resources. In Methods and techniques of groundwater investigations and development (pp. 54-83). UNESCO.
- SCHOELLER, H. (1967) : Geochemistry of groundwater - an international guide for research and practice (Chap. 15, pp. 1-18). UNESCO.
- SDAT (2012) : Schéma directeur d'aménagement touristique de la wilaya de Biskra. Diagnostic prospectif, URBACO. 153p.

- SWARNA LATHA P, K. NAGESWARA R, (2011) : An integrated approach to assess the quality of groundwater in a coastal aquifer of Andhra Pradesh, India. *Earth. Sci.* 64: 1823–1833.
- THORNTHWAITE C. W. (1948) : “The Water Balance,” Publications in climatology VIII (1): 1-104, Drexel Institute of Climatology, Centerton, NJ.
- THORNTHWAITE C.W. et MATHER J. R. (1957) : Calculating Thornthwaite and Mather's actual evapotranspiration using an approximating function.
- VENGOSH, A., KLOPPMANN, W., MARIE, A., LIVSHITZ, Y., GUTIERREZ, A., BANNA, M., GUERROT, C., PANKRATOV, I., RANAN, H. (2005) : Sources of salinity and boron in the Gaza Strip: Natural contaminant flow in the southern Mediterranean Coastal aquifer. *Water Resources Research*, 41.
- UNESCO (1972) : Projet ERESS; Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional et rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).

ANNEXES

ANNEXE 01

Tableaux des Précipitations mensuelles moyennes pour les stations pluviométriques

1- Station pluviométrique de Biskra (ANRH) 88-89/2009-2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	2.5	0	13.6	4.9	4.6	10.9	0	10.9	10.6	20.6	0	8.6	7.27
89/90	6.6	2	11.5	3	28	0	9	20.4	32	4.5	0.5	7	10.38
90/91	5.6	0	14.5	20.6	17	13	60.4	3.5	3.1	2	0	26	13.81
91/92	13	33.5	4	9.9	18.9	2.3	22	6.6	5	0	4.5	20.5	11.68
92/93	20.5	0	50.5	3.5	0	4.4	11.5	0	4	0	0	0	7.87
93/94	2.5	0	6.3	3.2	14.4	5	22.6	1.4	0	1.5	0	7.3	5.35
94/95	37.3	36.2	3.2	0	4.5	2	7	11.5	0	4	0.5	0	8.85
95/96	31.8	2.6	25	19.5	63.9	25.1	46.2	5.4	2.7	3.7	3.4	0	19.11
96/97	31.7	0	0	4.3	3.8	2.6	1.4	88.9	0	5.1	0	0	11.48
97/98	16.6	4.9	41.6	13.9	0	0.4	11	47.1	12.1	7.4	0	0	12.92
98/99	0	3.6	0.1	0.1	82.3	0.5	0.2	0	5.2	18.3	0	2.5	9.40
99/00	21.3	11.4	47.4	33.2	0	0	0	4	8.3	0	0	0	10.47
00/01	12.8	3	10	2.5	45.1	0	0	0	0	0	0	3.6	6.42
2001/2002	1.2	2.6	21.9	10.1	1.1	0	1.5	2.8	0.3	0	0	3.6	3.76
2002/2003	0.6	16.2	17.9	1.4	81.7	2.9	6.6	3.1	0.3	0.2	0	0.2	10.93
2003/2004	6.3	37.5	4.3	10.9	0.1	0.3	32.8	70.7	34	1	0	0.5	16.53
2004/2005	6.7	6.2	31.4	53.9	0	21.9	1.9	0	0	0	1.7	0	10.31
2005/2006	2.5	3.7	4.5	9	58.6	35.8	13	13.3	8	0.6	0	2.5	12.63
2006/2007	19.7	9.8	47.3	8	0	41	12.5	40.1	2.6	0	0	0	15.08
2007/2008	28.1	0	2.3	0	4.9	0	0	0	26.1	0	0	0	5.12
2008/2009	25.1	59.8	0	45.9	72.9	16.8	51.8	18.3	20.2	0	0	0	25.90
2009/2010	52.1	1.2	0	19.6	8.4	24.1	29.4	28.4	7	27.3	0	5.6	235.24
Moy Men	15.66	10.65	16.24	12.61	23.19	9.50	15.49	17.11	8.25	4.37	0.48	4.00	137.55

2- à la station pluviométrique du barrage de Fom El Gherza 1988/2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	1	0	17.5	2.4	0.3	10.4	0	11.3	7.5	34.9	0	28.8	9.51
89/90	1.5	0.2	9.2	3	20	0	19	70	20	2	2	30	14.74
90/91	0	0	11.5	21	8	7.5	34	4.5	3	0	0	2.5	7.67
91/92	23	37.5	4	11	0	15	26	14	6	0	0	0	11.38
92/93	26	4.5	23	0	0	48	6.5	0	8.5	0	0	0	9.71
93/94	2.5	0	15.2	5.5	25	7	25	0	0	0	0	0	6.68
94/95	20	34.5	3	0	4	3.8	2.5	0	0	0	0	2	5.82
95/96	31	0.5	23	9.6	49	16	29	4	1.5	0	0	0	13.63
96/97	20	0	0	3.5	2.5	2.5	7	53	0	0	0	0	7.38
97/98	8.5	5.2	34.5	6	0	0	6.5	27.5	3.6	24.5	0	0	9.69
98/99	0	0	0	0	40	2.5	0.5	0	8	0	0.2	3.1	4.53
99/00	0	11.4	46.2	39.1	0	0	0.9	3	8.5	0	0	0	9.09
00/01	4.3	0	1.5	5.9	27.6	0	0	0	1.4	0	0	0	3.39
2001/2002	3.6	12	22	12	2.2	0	2.6	2	0	0.3	0	4.5	5.10
2002/2003	0.8	7.5	16	1.2	111	4.8	4.1	8.5	1.6	0.1	0	2	13.13
2003/2004	25.9	18	3.1	12	0.2	0.5	88	32	31	0.9	0	0.6	17.68
2004/2005	7.8	3	36	46	0	23	2.5	0	0	2.9	1	3	10.43
2005/2006	9.7	6.7	22	12.4	31.6	21.5	0	8.9	10	1.2	0.8	0.1	10.41
2006/2007	16.5	10.5	12.6	7.5	0	32.5	10	21.8	10.9	0	0	4.3	10.55
2007/2008	16.7	28.3	18.2	32.5	12	0	0	13	10.9	0	0	0.8	11.03
2008/2009	32.1	23.5	17.5	24.3	7.2	4.2	0.8	1.9	0	0.8	1	0	9.44
2009/2010	46.8	4	0	13.4	11.4	6.7	1.8	0	5.5	11.5	0	0	8.43
Moy Men	13.53	9.42	15.27	12.20	16.00	9.36	12.12	12.52	6.27	3.60	0.23	3.71	114.23

3- la station pluviométrique de M'Ziraa 92-93/2009-2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
92-93	1.2	12.2	2.5	0	0	165	31	0	2.1	0	0	0	17.83
93-94	3.4	0	0.9	1.2	50	60	66	0	0	0	0	0	15.13
94-95	2.5	39.5	0	0	34	0	0.5	0	0	0	0	0	6.38
95-96	90	0	31	29.5	22.5	19.9	11.3	2.4	0	0	2	0	17.38
96-97	1.4	0	0.7	0	0	0	0	27	0	0	0	0	2.43
97-98	2	0	2.1	3.6	0.5	7.5	0.5	10.9	1.7	18	0		4.25
98-99	0	9	0.5	1.2	24.2	0	0	0	0	0	0	0	2.91
99-00	8.6	6	3	8.2	0	0	0	3.6	0	0	0	0	2.45
00-01	0	0	0	1.3	6.3	0	0	12.5	0	0	0	0	1.68
2001-2002	4.3	0	14.9	8.9	2.3	0	0	0	5.9	0	1.8	2.8	3.41
2002-2003	0	2.9	11.6	0	8.5	0.6	0.5	3.2	0.1	11.8	0	0	3.27
2003-2004	6.2	14.2	2.7	5.7	0	5.5	32.5	4.8	2.5	6.5	0	0	6.72
2004-2005	2.5	2.5	1.2	6.5	0	2.9	0	0	0	3.2	0	4.5	1.94
2005-2006	2	0.5	0.8	9	7.6	25	0	0.8	5.5	0	0	0	4.27
2006-2007	5.5	5	1.4	0.2	0	0	NR	15.4	0	0	0	0	2.50
2007-2008	5.4	0	0	2.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0.66
2008-2009	0.8	7.4	0	14	9.4	6.5	12.9	0	17.5	0	0	0	5.71
2009-2010	3.3	1	0	0.7	2.5	2.7	10.3	2	0	9.5	0	0	2.67
Moy MEN	7.73	5.57	4.07	5.14	9.32	16.42	9.74	4.59	1.96	2.72	0.21	0.43	67.90

4- la station pluviométrique de Tiferfer 88-89/2009-2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	18	0	7.4	34.5	0	0	31	17.5	NR	32.5	0	15.5	14.22
89/90	40	4	7.5	9	18	0	5	38	56.5	0	0	80.5	21.54
90/91	0	0	25	9	4	17	33.5	9	0	0	0	6.5	8.67
91/92	6	15.5	6.5	13.5	22.5	8	10.5	16	29	0	0	5.5	11.08
92/93	27	0	30	0	0	23.5	18	11.5	7	0	0	0	9.75
93/94	5	3.5	16.5	0	9.5	21	31.5	16.4	0	3	0	3	9.12
94/95	32.5	64	7	0	10	11	0	0	5	0	7.5	0	11.42
95/96	69.5	39	9.5	23.5	33.8	66.5	67.5	19	3	57.5	7.5	0	33.03
96/97	0	0	0	4	11	0	0	38.5	0	6.5	6.5	7.5	6.17
97/98	47	12	8.5	4.6	0	12	0	4.8	8	0	0	12.5	9.12
98/99	29	21	6.4	0	14.5	7.2	12.5	0	10.2	0	0	9.5	9.19
99/00	7.5	7.5	33	41.5	0	0	2	9.5	27	0	0	0	10.67
00/01	19.5	9	5	15	24.3	0	0	0	22	0	0	0	7.90
2001/2002	31	7.5	14.5	10	0	7	3	13	0	0	0	83	14.08
2002/2003	0	7	5.2	6	50	4	7.5	27	4.5	6	0	62	14.93
2003/2004	12	12.4	12.7	15	15.2	15	11.7	16.3	10.1	9.3	4.2	12.6	12.21
2004/2005	27.1	13	13.1	14.7	15.4	15	14.2	0	7	68.2	0	0	15.64
2005/2006	18.5	6	13	12.5	12.5	23	0	27.8	10	9	41	0	14.44
2006/2007	13.3	8	16.5	8	7.5	11	11	3.4	11	12	6	0	8.98
2007/2008	107.9	3	3	7.5	6.5	9	0	0	16	4	18.5	7	15.20
2008/2009	17.3	48.5	32	65	43.5	15	34	32.6	11.6	3	7	22.6	27.68
2009/2010	42	5.6	0	15	20	4.5	7	31	4	5	0	0	11.18
Moy Men	25.91	13.02	12.38	14.01	14.46	12.26	13.63	15.06	11.52	9.82	4.46	14.90	161.44

5- la station de t'kout 88-89/2009-2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	13.6	4.8	52.5	31.8	4.6	31.1	8.3	26.1	8.5	68.2	1.4	103.8	29.56
89/90	12.8	7	14.3	11.7	59.7	0	33.7	59.9	99.3	4.2	13.6	65.9	31.84
90/91	20.7	3.2	53	16.4	2.5	15.5	47.8	0	3.5	16.2	5	24.4	17.35
91/92	34.7	61.2	11.7	19.6	15.1	16.2	20.6	37.4	52.1	0	17.7	7.4	24.48
92/93	46.7	11.6	37.9	5.3	4.5	56.2	21.5	13	23.2	6.6	0	7.8	19.53
93/94	12.1	3.2	17.3	14.9	21.5	19.3	32.4	17.3	0.3	8.2	0	18.6	13.76
94/95	68	51.6	13.4	1.9	9.8	0	63.2	9.1	5.9	21.3	3.1	15.9	21.93
95/96	67.3	35.8	28.8	39.8	48.6	72.7	86.7	48.2	13.2	61.1	40.2	9.8	46.02
96/97	22	21	0.1	0	14.6	9.5	17.1	44.2	3.7	10	0.2	8.6	12.58
97/98	44.8	25.1	71.3	20.7	7.2	13.3	7.7	39.5	23.1	39.4	0	12.1	25.35
98/99	0	11.7	0	4.7	23.5	7.7	4.9	5.1	17.3	18.2	17.3	38	12.37
99/00	19.7	13.9	37.7	54.6	0	0.6	12.4	8.6	84	5.3	0	0	19.73
00/01	59.6	35.1	5.1	32.5	23.4	10.9	1.3	2.7	35.3	0	3.2	20	19.09
2001/2002	55.6	13.5	36.2	14.7	6.7	1.3	10.8	18.8	11	9.8	2.4	40.8	18.47
2002/2003	11.2	23.1	72.6	7	66.8	7.7	19.3	69.9	12.7	47.2	7.9	16.6	30.17
2003/2004	28.3	77.4	28.4	32.3	6.1	38.5	92.7	61.3	60.8	40.9	0	27.8	41.21
2004/2005	84	10.4	48.2	124.6	0	31.5	16	9	7.4	42.4	7.6	5.4	32.21
2005/2006	30	12.5	22.3	21	20.1	44.1	6.7	33.4	59	15.8	50.8	15.5	27.60
2006/2007	26.1	13.3	26.8	17.4	6.9	9.1	14.3	47.4	21.5	2.1	21.6	6.1	17.72
2007/2008	65.7	28.8	28.3	8.4	7.8	4.6	2	0.8	43.3	14.3	53.6	41.9	24.96
2008/2009	36.4	3.2	1.9	89.2	44.1	M	70.1	65.5	71.2	4.1	4.9	50.5	40.10
2009/2010	123.3	15.3	3.1	29	49.3	94.1	28.1	50.7	15	59.8	8.8	7	40.29
Moy Men	40.12	21.94	27.77	27.16	20.13	23.04	28.07	30.36	30.51	22.50	11.79	24.72	308.12

6- la Station de Biskra (ONM)

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	1.67	1.4	6.07	1.43	0.83	3.93	1.63	3.53	3.73	7.4	0	3.57	2.93
89/90	2.5	0.3	1.8	1.3	40.8	0	6.7	25.7	38.5	2.8	1.5	29.7	12.63
90/91	3.1	0	22.5	23	11.6	14.8	35.8	2.4	4.1	1.1	0.1	8.7	10.60
91/92	9.1	32	4	9.1	25.5	4.3	22.1	10	11.7	0.5	4.1	0.6	11.08
92/93	27.5	1	90.7	2.8	0	63.2	9	0	7.4	0.1	0	1.1	16.90
93/94	3.1	0	12.1	7.3	21.7	5.7	22.6	0.1	0	1.7	1.9	2.4	6.55
94/95	51.3	47.9	1.1	0	4	1.8	6.5	4.1	0	2.8	0	1.7	10.10
95/96	24.9	3.8	16.6	23.5	64.5	22.8	39.3	0.4	2.8	5.5	0.7	8.1	17.74
96/97	10.6	0.7	0	3	4	4.6	7.5	76.3	0	8.9	0	6	10.13
97/98	14.4	7.9	44.1	17.1	0.4	15	1.2	46.1	9.6	12.4	0	1.1	14.11
98/99	2.2	3.4	2	1.4	66.8	1.8	3	3.3	7.6	5.2	0	4.2	8.41
99/00	8.8	12.3	44.3	35.7	0	0	2.5	5.1	15.8	0	0	0	10.38
00/01	27.4	4.4	1.4	7.9	38.3	0.4	0	0	0	0	0.1	9.2	7.43
2001/2002	2.3	4	19.6	14.9	0.5	0.1	0.7	1.9	0.9	3.3	2.5	4.8	4.63
2002/2003	0.6	11.9	18.8	1	76.8	1.5	4.1	4.5	2.9	2.1	0.1	TR	11.30
2003/2004	6.5	40.7	4.6	13.1	1.5	0.6	91.1	67.9	48.9	1.6	0	3.2	23.31
2004/2005	4	6	32.6	36.7	0	18	3.5	0	0	2.5	2.6	2	8.99
2005/2006	7.2	0.7	15.7	6.6	53.7	29	1	13.5	11.5	0.2	0	0.7	11.65
2006/2007	16.2	9	28.4	9.8	0	2.9	10.9	22.1	1.5	0.4	0	0.1	8.44
2007/2008	36.1	3	0.1	2.2	4.1	0.5	1.4	0	21.1	0	0	0.5	5.75
2008/2009	18.1	40	0	32.7	48.9	11.4	16	12	15.7	0	4	0	16.57
2009/2010	47.7	0	0.3	13.8	15.9	17.5	24.7	22.6	5.7	23.6	0	3.7	14.63
Moy Men	14.79	10.47	16.67	12.02	21.81	9.99	14.15	14.62	9.52	3.73	0.80	4.35	132.91

Tableaux d'ETP calculées par la méthode de Thornthwaite

1- Station de Biskra(ONM).

mois	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
T (c°)	28.85	23.49	16.50	12.40	11.60	13.57	17.35	20.61	26.10	31.33	34.38	34.00
i	14.20	10.40	6.10	3.96	3.58	4.53	6.58	8.54	12.21	16.09	18.52	18.22
I	120.43											
a	2.43											
ETP Calculée	133.27	80.93	34.36	17.18	14.61	21.38	38.81	58.97	104.59	162.89	204.01	198.68
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP Corrigée	137.27	78.50	29.55	13.91	12.71	18.18	39.97	64.86	126.56	198.72	252.97	230.47

2- Station de M'ziraa

Mois	SEP	OCT	NOV	Dec	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
T (c°)	28.85	23.49	16.51	12.41	11.61	13.58	17.36	20.62	26.11	31.34	34.38	34.01
i	14.20	10.41	6.10	3.96	3.58	4.54	6.58	8.54	12.21	16.10	18.52	18.22
I	122.977											
a	2.47											
ETP Calculée	133.32	80.96	34.41	17.21	14.64	21.42	38.86	59.01	104.65	162.99	204.05	198.76
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP Corrigée	137.32	78.53	29.59	13.94	12.74	18.20	40.03	64.91	126.62	198.85	253.02	230.56

3- Station de Tiferfer

Mois	SEP	OCT	NOV	Dec	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JIL	AOU
T (c°)	28.71	23.35	16.37	12.27	11.47	13.44	17.22	20.48	25.97	31.20	34.24	33.87
i	14.10	10.31	6.02	3.89	3.51	4.47	6.50	8.45	12.11	15.99	18.41	18.109
I	121.89											
a	2.45											
ETP Calculée	131.77	79.82	33.68	16.73	14.20	20.87	38.09	58.04	103.29	1.20	202.09	196.79
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP Corrigée	135.73	77.42	28.97	13.55	12.36	17.74	39.23	63.85	124.99	6.67	250.59	228.28

4- Station de T'Kout

Mois	SEP	OCT	NOV	Dec	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
T (c°)	28.81	23.45	16.46	12.36	11.56	13.54	17.31	20.58	26.07	31.30	34.34	33.97
i	14.174	10.37	6.075	3.93	3.55	4.51	6.55	8.51	12.18	16.067	18.49	18.18
I	122.651											
a	2.462											
ETP Calculée	132.87	80.63	34.17	17.056	14.50	21.24	38.61	58.720	104.24	162.43	203.500	
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
TP Corrigée	136.86	78.21	29.39	13.81	12.615	18.059	39.77	64.59	126.14	198.17	252.34	229.89

5- Station d'ANRH

Mois	SEP	OCT	NOV	Dec	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
T (c°)	28.70	23.34	16.36	12.26	11.46	13.43	17.21	20.47	25.96	31.19	34.23	33.86
i	14.094	10.31	6.02	3.89	3.51	4.46	6.49	8.45	12.10	15.98	18.40	18.10
I	121.81											
a	2.49											
ETP Calculée	131.66	79.73	33.63	16.69	14.17	20.84	38.03	57.97	103.20	161.08	201.94	196.65
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP Corrigée	135.61	77.34	28.92	13.52	12.33	17.71	39.17	63.77	124.87	196.51	250.41	228.11

6- Station de Foum El Ghorza

Mois	SEP	OCT	NOV	Dec	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU
T (c°)	28.81	23.45	16.46	12.36	11.56	13.54	17.31	20.58	26.07	31.30	34.34	33.97
i	14.17	10.38	6.08	3.94	3.56	4.516	6.56	8.52	12.18	16.07	18.49	18.19
I	122.64											
a	2.46											
ETP Calculée	132.86	80.63	34.17	17.05	14.49	21.24	38.61	58.71	104.24	162.43	203.49	198.17
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP Corrigée	136.85	78.21	29.39	13.81	12.61	18.06	39.77	64.59	126.13	198.16	252.33	229.88

Tableau de l'Evaporations à la station de Biskra (ONM) 1988--2010

Année	SP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	MOY ANN
88/89	193	186	93	92.7	77	117	202	258	275	240	291	275	191.64
89/90	229	127	102	81.3	109	175	181	270	267	399	438	322	225.03
90/91	393	352	188	124	97	149	258	266	317	346	490	402	281.83
91/92	245	224	165	119	61	116	209	284	280	452	388	414	246.42
92/93	321	344	192	126	101	104	151	322	379	443	425	419	277.25
93/94	359	306	133	143	204	224	204	342	399	403	437	403	296.42
94/95	276	132	136	118	149	172	193	253	389	383	460	394	254.58
95/96	291	176	206	88	105	136	148	257	341	324	454	475	250.08
96/97	337	260	187	146	133	176	209	237	388	580	547	438	303.17
97/98	281	249	148	148	149	128	236	347	363	392	466	449	279.67
98/99	418	276	199	144	116	188	264	371	488	525	516	529	336.17
99/00	458	228	110	89	86	148	212	275	290	298	339	289	235.17
00/01	242	164	136	108	93	118	229	219	303	358	413	317	225.00
2001/2002	219	174	105	67	82	115	177	205	273	330	356	317	201.67
2002/2003	221	139	147	98	95	108	135	237	274	275	375	353	204.75
2003/2004	232	157	113	99	100	115	152	176	209	241	282	298	181.17
2004/2005	203	159	91	82	112	96	167	251	276	298	385	322	203.50
2005/2006	182	120	111	63	67	71	158	199	229	302	319	383	183.67
2006/2007	235	178	84	77	97	129	167	123	232	390	373	357	203.50
2007/2008	254	224	148	122	98	70	173	141	288	302	425	320	213.75
2008/2009	271	105	99	55	88	100	140	203	283	362	386	403	207.92
2009/2010	207	170	127	67	95	119	167	173	304	348	399	316	207.67
Moy Men	275.77	202.27	137.27	102.59	105.18	130.64	187.82	245.86	311.23	363.23	407.45	372.50	

Tableau de l'humidité Station de Biskra (ONM) 1988—2010.

Année	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	MOY ANN
88/89	37	41	55	58	52	48	37	39	31	35	27	27	40.58
89/90	40	50	50	56	60	46	43	45	51	29	27	38	44.58
90/91	29	36	54	54	57	50	44	41	33	30	24	26	39.83
91/92	40	47	46	57	64	49	47	33	26	27	31	29	41.33
92/93	37	40	56	51	50	55	47	34	31	28	26	26	40.08
93/94	35	38	58	57	51	43	42	33	25	26	26	25	38.25
94/95	44	62	56	55	50	44	41	33	27	30	28	31	41.75
95/96	44	51	46	71	67	57	58	44	35	38	29	31	47.58
96/97	39	44	49	55	56	45	39	49	32	25	25	33	40.92
97/98	43	48	60	58	58	57	38	36	37	29	24	29	43.08
98/99	37	42	45	50	66	48	41	30	26	25	27	25	38.50
99/00	38	43	56	67	61	43	38	35	35	30	25	27	41.50
00/01	37	49	50	54	57	42	33	34	33	24	24	30	38.92
00/01	43	44	55	65	58	42	36	35	29	5	27	30	39.08
2002/2003	36	45	55	57	62	52	45	39	35	30	23	27	42.17
2003/2004	41	57	58	61	56	47	48	46	43	33	29	31	45.83
2004/2005	37	42	59	67	53	51	41	32	28	29	26	29	41.17
2005/2006	46	51	54	66	60	62	44	36	34	25	28	29	44.58
2006/2007	41	41	59	65	57	50	42	50	32	24	26	28	42.92
2007/2008	42	43	45	48	52	46	39	31	33	29	24	30	38.50
2008/2009	40	61	59	70	67	52	49	44	32	26	25	26	45.92
2009/2010	52	46	47	62	57	34	46	48	35	34	27	33	43.42
Moy Men	39.91	46.41	53.27	59.27	57.77	48.32	42.64	38.50	32.86	27.77	26.27	29.09	

Tableau de la vitesse des vents Station de Biskra (ONM)

Année	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	MOY ANN
1988	5.2	4.6	6.2	6	6.5	5.4	4.4	3.9	3.6	4.3	3.1	4.8	4.83
1989	3	3.8	5.6	7.7	5	3.9	3.6	4.2	5.1	3	3.5	2.7	4.26
1990	4.3	3.7	3.2	6	4.1	4.5	3.7	3.3	3.8	5	5.1	4.2	4.24
1991	3.2	5.1	6.6	5.5	5.9	3.5	4.3	3.9	3.9	5.5	4.3	3.7	4.62
1992	2.2	3	5	6.1	5.1	7.1	4.3	4.4	4.3	5.7	5.1	4.6	4.74
1993	3.1	4.3	3.4	6	5.7	4.9	4.3	3.9	4.8	4.8	3.8	4	4.42
1994	5.8	5.6	3.4	7	6.2	5.1	3.9	4.3	4.4	3.4	3.6	3.9	4.72
1995	5.7	4.9	4.7	4.8	5.5	4.6	4.4	4.3	4.5	2	5	3.8	4.52
1996	4.4	5.7	3.7	5	5.6	4.3	4.2	5.1	5.3	5.2	4.7	4.1	4.78
1997	4.2	3.6	3.5	5.6	5.4	6.1	5.9	4.6	3.7	4.4	5.2	5.2	4.78
1998	4.9	4.4	5	7.2	6.4	5.1	4.4	4.3	5.7	4.8	4.5	4.4	5.09
1999	5	6.1	5.5	6.3	5.9	5	5.5	3.9	5.2	4.1	4.7	5	5.18
2000	3.5	3.8	4.3	7.6	6	5	4.6	3.4	4.2	5.4	5.1	4.1	4.75
2001	5.1	5.4	6.6	6	7.2	5.2	5.5	4.6	5.3	3.7	4.2	3	5.15
2002	3	4.2	6.3	6.5	7.4	xx	xx	4.6	4	3	5.4	4.7	4.91
2003	5.6	4.9	2.9	6	5.2	2.9	3	3	3.8	4	3.8	5.4	4.21
2004	4.8	3.4	4.7	5.9	5.2	3	2.8	3.5	3.3	2.9	3.4	4.2	3.93
2005	4.6	3.9	4.2	5.3	3.7	4	3.5	3.4	3.5	2.1	3.7	3.1	3.75
2006	4.2	4.2	5.6	5.1	4.3	5.3	4	4.2	4.2	3.4	3.2	3.9	4.30
2007	2.8	5.5	6.1	5	6.1	5.1	3.6	3.9	4.3	4.8	4.5	5.1	4.73
2008	2.9	2.4	5.2	5.5	6.8	4.5	4.5	3.5	3.8	3.2	4.1	3.4	4.15
2009	4.5	4.6	4	5.4	4	3.7	3	3.4	3.3	3.6	3.4	4.2	3.93
2010	4.5	4.7	5	4	5.2	4.6	2.9	2.9	2.9	3.4	3.8	4.3	4.02
Moy Men	4.20	4.43	4.81	5.89	5.58	4.67	4.10	3.93	4.21	3.99	4.23	4.17	

Tableau de l'insolemment Station de Biskra (ONM)

Année	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	MOY ANN
1988	207	234	262	292	292	250	342	328	309	216	163	216	259.25
1989	221	207	278	309	309	327	364	265	244	243	212	202	265.08
1990	162	287	214	257	257	310	357	336	259	255	217	220	260.92
1991	235	220	216	327	327	342	349	357	287	225	259	188	277.67
1992	169	263	199	296	296	344	354	353	304	252	230	204	272.00
1993	256	204	261	318	318	318	348	328	274	231	185	232	272.75
1994	219	258	265	346	346	350	363	351	247	233	256	258	291.00
1995	259	269	257	333	333	310	365	313	263	273	241	205	285.08
1996	189	218	259	324	324	352	356	320	273	287	226	202	277.50
1997	178	274	307	299	299	342	337	298	257	264	227	228	275.83
1998	223	264	294	328	328	356	385	332	273	268	235	253	294.92
1999	188	264	291	318	318	298	348	297	292	260	202	190	272.17
2000	265	290	269	302	302	372	358	354	266	252	233	224	290.58
2001	221	264	290	319	319	362	326	331	264	271	216	225	284.00
2002	246	263	293	326	326	364	319	284	283	281	204	239	285.67
2003	196	226	261	310	310	366	349	350	260	196	209	219	271.00
2004	259	251	260	333	333	332	381	318	291	238	230	193	284.92
2005	296	213	244	347	347	319	341	344	262	248	218	197	281.33
2006	195	210	307	169	269	332	371	357	286	284	237	172	265.75
2007	245	217	272	338	338	345	390	310	240	245	258	218	284.67
2008	259	229	289	290	290	353	348	340	227	203	228	199	271.25
2009	175	243	293	360	360	362	363	331	256	310	260	222	294.58
2010	239	190	235	313	313	330	367.7	333	274	270	224	216	275.39
Moy Men	221.83	241.65	265.91	311.04	315.39	336.35	355.73	327.39	269.17	252.39	224.78	214.00	

ANNEXE 02

Paramètres physico- chimiques des eaux du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui – NAS- compagne Déc 2014 – Fév 2015.

N°	X	Y	Z	T	pH	R.S	Cd	Ca	Mg	Na	K	HCO3	SO4	CL	NO3
	(°)	(°)	(m)	(°C)		(mg/l)	µs/cm	(mg/l)							
1	6,6483	34,5011	2	26	8,00	3100	4493	620	24	600	35	122	2500	355	0
2	5,9631	34,5347	10	24,8	8,10	3534	5122	500	89	620	38	116	2100	385	36
3	6,0478	34,5372	14	25,5	8,00	5128	7432	468	199	997	25	183	1650	1650	2
4	6,5806	34,5453	50	25	8,30	1886	2733	224	72	116	19	110	782	185	6
5	6,1436	34,5503	12	26,4	8,30	2852	4133	290	160	530	17	177	788	1012	2
6	6,0272	34,5589	-4	25,8	7,80	3700	5362	368	67	900	54	177	1200	1150	0
7	6,0389	34,5753	0	24,5	8,40	3598	5214	228	127	920	26	146	920	1500	1
8	6,0699	34,5786	-3	25	7,90	4464	6470	410	234	840	46	232	2613	620	4
9	6,6014	34,5817	40	26,7	8,10	1922	2786	236	89	300	17	207	500	625	9
10	6,5489	34,5861	11	25,9	8,60	2604	3774	430	102	332	15	165	850	735	1
11	6,1597	34,5886	10	26,2	8,00	3354	4861	244	192	708	27	61	1100	1100	1
12	6,0581	34,5986	-2	26,7	7,75	3206	4646	250	185	475	5	117	912	894	13
13	6,6742	34,5990	50	26,5	7,60	1736	2516	290	18	326	25	238	600	465	3
14	5,9077	34,6025	20	25	7,80	2790	4043	298	125	410	50	244	810	875	7
15	5,9653	34,6075	10	26,5	8,20	4466	6472	380	372	700	54	195	990	1775	4
16	6,5825	34,6189	39	26,9	7,70	2108	3055	300	166	128	2	195	1210	200	2
17	6,5456	34,6227	40	26,4	8,10	2356	3414	388	199	352	28	134	1230	700	4
18	5,9069	34,6328	20	26,4	8,00	5504	7971	506	371	960	41	79	2110	1500	1
19	6,4986	34,6378	42	25,3	8,10	3394	4919	350	155	166	23	79	1370	225	6
20	6,6925	34,6431	0	24,9	7,90	1116	1617	150	37	204	5	220	500	145	14
21	6,6411	34,6456	40	26,5	8,10	2604	3774	388	199	450	25	122	1320	800	4
22	6,4939	34,6786	44	24,5	8,20	2560	3710	310	162	224	11	92	1530	205	27

23	6,3725	34,6817	40	24,9	8,30	1508	2186	246	52	184	25	146	648	350	26
24	6,1607	34,6902	5	25,4	7,90	1364	1977	120	50	290	36	189	302	525	4
25	6,4178	34,6911	45	26	8,40	1208	1751	210	40	148	27	195	580	150	16
26	5,9658	34,7027	16	25,5	7,17	3036	4400	224	59	603	12	932	636	458	8
27	6,2901	34,7210	73	25	8,30	1280	1855	250	40	152	12	153	565	200	27
28	5,9538	34,7239	45	26	8,10	1394	2020	230	40	196	8	153	560	250	9
29	6,2022	34,7333	35	26,1	8,10	1198	1736	150	78	122	28	226	334	265	5
30	5,7100	34,7353	25	26,3	8,30	2942	4264	220	120	648	35	183	740	1100	3
31	5,9150	34,7394	57	24,6	7,40	3174	4600	156	36	615	10	568	918	304	5
32	6,4281	34,7414	73	25,2	7,90	1550	2246	214	90	184	3	159	632	294	2
33	5,8981	34,7529	51	25,6	7,36	3539	5130	204	19	677	8	639	1050	307	9
34	6,2233	34,7581	50	25,8	8,10	1248	1809	232	53	104	25	183	650	196	13
35	6,3342	34,7639	75	26,6	8,10	1100	1594	112	66	146	10	195	500	148	4
36	5,9081	34,7683	60	26,1	7,90	1860	2696	186	128	220	45	220	900	300	12
37	5,8642	34,7691	62	26	7,31	4209	6100	318	197	749	9	710	2190	332	3
38	6,3033	34,7711	75	26,7	8,10	1100	1594	144	58	108	25	146	535	110	2
39	6,6578	34,7761	130	26,2	8,70	1706	2472	210	68	256	16	195	590	370	1
40	5,9442	34,7828	72	26,3	8,30	1190	1725	120	80	315	4	244	118	201	0
41	6,2219	34,7833	45	26,2	8,10	1406	2038	254	64	142	21	220	610	230	1
42	6,6917	34,7850	130	26,1	8,10	1902	2757	180	60	234	15	293	500	325	1
43	6,2853	34,7978	140	25,7	8,30	1240	1797	200	24	176	39	98	508	295	25
44	6,7039	34,8041	120	25,8	7,36	1480	2145	183	86	185	3	183	780	185	9
45	6,2183	34,8144	55	25,4	8,10	1236	1791	160	72	158	28	250	348	290	8
46	6,7058	34,8283	175	25,3	8,10	3392	4916	294	30	446	40	73	1290	275	6
47	5,8984	34,8378	125	25,6	8,30	868	1258	198	20	168	11	79	382	192	2
48	5,9464	34,8400	130	25,1	8,40	1426	2067	138	47	274	49	98	720	285	4

**Paramètres physico- chimiques des eaux du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui – NAI-
compagne Déc 2014 – Fév 2015.**

N°	X	Y	Z	T	pH	R.S	Cd	Ca	Mg	Na	K	HCO3	SO4	CL	NO3
	(°)	(°)	(m)	(°C)		(mg/l)	µs/cm	(mg/l)							
1	5,8800	34,7600	5	26	7,70	1672	2423,2	158	106	308	14	214	808	375	0
2	5,9028	34,7234	7	24,8	8,20	2485	3601,4	248	173	332	18	232	1000	525	3
3	5,9726	34,6600	29	25,5	8,20	2196	3182,6	134	109	334	25	293	520	475	0
4	6,0161	34,7000	25	25	8,10	2202	3191,3	192	72	160	35	85	800	275	6
5	6,0474	34,5634		26,4	7,70	2980	4318,8	270	182	800	17	159	2290	675	7
6	6,0822	34,7014	75	25,8	7,80	3910	5666,7	400	209	436	18	140	2270	450	0
7	6,2011	34,6988	-2	24,5	7,39	2644	3831,9	257	109	295	14	182	182	373	0,1
8	6,2125	34,7300		25	7,50	3008	4359,4	404	202	270	13	92	1900	275	0
9	6,3225	34,7272	75	26,7	7,90	2080	3014,5	272	115	256	18	134	1180	180	0
10	6,4078	34,7217	60	25,9	7,80	2148	3113,0	238	136	274	20	232	1000	375	8
11	6,5175	34,5037	62	26,2	7,90	2608	3779,7	312	170	252	14	146	1300	575	2
12	6,5230	34,5310	62	26,2	7,90	2608	3779,7	312	170	252	14	146	1300	575	2
13	6,5970	34,6544		26,7	8,10	2260	3275,4	166	44	552	28	140	915	425	6
14	6,7022	34,7467	108	26,5	7,90	1190	1724,6	168	17	202	19	189	490	190	0

ANNEXE 03

Concentrations en ions des eaux (méq/l), formules ioniques et faciès correspondants – NAS.

	Teneurs en méq/l								Formules ioniques								Faciès
	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	CL	NO ₃	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	CL	NO ₃	
1	31,00	2,00	30,00	0,90	2,00	52,08	10,00	0,00	49	3	47	1	3	81	16	0	Ca-Na-SO4
2	25,00	7,42	31,00	0,97	1,90	43,75	10,85	0,58	39	12	48	2	3	77	19	1	Na-Ca-SO4
3	23,40	16,58	49,85	0,64	3,00	34,38	46,48	0,03	26	18	55	1	4	41	55	0	Na-Cl
4	11,20	6,00	5,80	0,49	1,80	16,29	5,21	0,10	48	26	25	2	8	70	22	0	Ca-Mg-SO4
5	14,50	13,33	26,50	0,44	2,90	16,42	28,51	0,03	26	24	48	1	6	34	60	0	Na-Ca-Cl
6	18,40	5,58	45,00	1,38	2,90	25,00	32,39	0,00	26	8	64	2	5	41	54	0	Na-Cl
7	11,40	10,58	46,00	0,67	2,39	19,17	42,25	0,02	17	15	67	1	4	30	66	0	Na-Cl
8	20,50	19,50	42,00	1,18	3,80	54,44	17,46	0,06	25	23	50	1	5	72	23	0	Na-SO4
9	11,80	7,42	15,00	0,44	3,39	10,42	17,61	0,15	34	21	43	1	11	33	56	0	Na-Ca-Cl
10	21,50	8,50	16,60	0,38	2,70	17,71	20,70	0,02	46	18	35	1	7	43	50	0	Na-Ca-Cl
11	12,20	16,00	35,40	0,69	1,00	22,92	30,99	0,02	19	25	55	1	2	42	56	0	Na-Cl
12	12,50	15,42	23,75	0,13	1,92	19,00	25,18	0,21	24	30	46	0	4	41	54	0	Na-Mg-Cl
13	14,50	1,50	16,30	0,64	3,90	12,50	13,10	0,05	44	5	49	2	13	42	44	0	Na-Ca-Cl-SO4
14	14,90	10,42	20,50	1,28	4,00	16,88	24,65	0,11	32	22	44	3	9	37	54	0	Na-Ca-Cl
15	19,00	31,00	35,00	1,38	3,20	20,63	50,00	0,06	22	36	41	2	4	28	68	0	Na-Mg-Cl
16	15,00	13,83	6,40	0,05	3,20	25,21	5,63	0,03	43	39	18	0	9	74	17	0	Ca-Mg-SO4
17	19,40	16,58	17,60	0,72	2,20	25,63	19,72	0,06	36	31	32	1	5	54	41	0	Ca-Na-SO4
18	25,30	30,92	48,00	1,05	1,30	43,96	42,25	0,02	24	29	46	1	1	50	48	0	Na-Mg-SO4
19	17,50	12,92	8,30	0,59	1,30	28,54	6,34	0,10	45	33	21	2	4	79	17	0	Ca-Mg-SO4
20	7,50	3,08	10,20	0,13	3,61	10,42	4,08	0,23	36	15	49	1	20	57	22	1	Na-Ca-SO4
21	19,40	16,58	22,50	0,64	2,00	27,50	22,54	0,06	33	28	38	1	4	53	43	0	Na-Ca-SO4
22	15,50	13,50	11,20	0,28	1,51	31,88	5,77	0,44	38	33	28	1	4	81	15	1	Ca-Mg-SO4
23	12,30	4,33	9,20	0,64	2,39	13,50	9,86	0,42	46	16	35	2	9	52	38	2	Ca-Na-SO4
24	6,00	4,17	14,50	0,92	3,10	6,29	14,79	0,06	23	16	57	4	13	26	61	0	Na-Cl
25	10,50	3,33	7,40	0,69	3,20	12,08	4,23	0,26	48	15	34	3	16	61	21	1	Ca-Na-SO4
26	11,20	4,93	30,13	0,31	15,27	13,25	12,89	0,13	24	11	65	1	37	32	31	0	Na-HCO3-SO4
27	12,50	3,33	7,60	0,31	2,51	11,77	5,63	0,44	53	14	32	1	12	58	28	2	Ca-SO4

28	11,50	3,33	9,80	0,21	2,51	11,67	7,04	0,15	46	13	39	1	12	55	33	1	Ca-Na-SO4
29	7,50	6,50	6,10	0,72	3,70	6,96	7,46	0,08	36	31	29	3	20	38	41	0	Ca-Mg-Cl-SO4
30	11,00	10,00	32,40	0,90	3,00	15,42	30,99	0,05	20	18	60	2	6	31	63	0	Na-Cl
31	7,81	3,04	30,76	0,25	9,31	19,13	8,56	0,08	19	7	73	1	25	52	23	0	Na-SO4
32	10,70	7,50	9,20	0,08	2,61	13,17	8,28	0,03	39	27	33	0	11	55	34	0	Ca-Na-SO4
33	10,22	1,62	33,86	0,21	10,48	21,88	8,66	0,15	22	4	74	0	25	53	21	0	Na-SO4
34	11,60	4,42	5,20	0,64	3,00	13,54	5,52	0,21	53	20	24	3	13	61	25	1	Ca-SO4
35	5,60	5,50	7,30	0,26	3,20	10,42	4,17	0,06	30	29	39	1	18	58	23	0	Na-Ca-SO4
36	9,30	10,67	11,00	1,15	3,61	18,75	8,45	0,19	29	33	34	4	12	60	27	1	Na-Mg-SO4
37	15,89	16,40	37,46	0,24	11,64	45,63	9,35	0,05	23	23	54	0	17	68	14	0	Na-SO4
38	7,20	4,83	5,40	0,64	2,39	11,15	3,10	0,03	40	27	30	4	14	67	19	0	Ca-Na-SO4
39	10,50	5,67	12,80	0,41	3,20	12,29	10,42	0,02	36	19	44	1	12	47	40	0	Na-Ca-SO4-Cl
40	6,00	6,67	15,75	0,10	4,00	2,46	5,66	0,00	21	23	55	0	33	20	47	0	Na-HCO3-cl
41	12,70	5,33	7,10	0,54	3,61	12,71	6,48	0,02	49	21	28	2	16	56	28	0	Ca-Na-SO4
42	9,00	5,00	11,70	0,38	4,80	10,42	9,15	0,02	35	19	45	1	20	43	38	0	Na-Ca-SO4-Cl
43	10,00	2,00	8,80	1,00	1,61	10,58	8,31	0,40	46	9	40	5	8	51	40	2	Na-Ca-SO4
44	9,16	7,13	9,25	0,08	3,00	16,25	5,21	0,15	36	28	36	0	12	66	21	1	Na-Ca-SO4
45	8,00	6,00	7,90	0,72	4,10	7,25	8,17	0,13	35	27	35	3	21	37	42	1	Na-SO4
46	14,70	2,50	22,30	1,03	1,20	26,88	7,75	0,10	36	6	55	3	3	75	22	0	Na-SO4
47	9,90	1,67	8,40	0,28	1,30	7,96	5,41	0,03	49	8	41	1	9	54	37	0	Ca-Na-SO4
48	6,90	3,92	13,70	1,26	1,61	15,00	8,03	0,06	27	15	53	5	7	61	33	0	Na-SO4

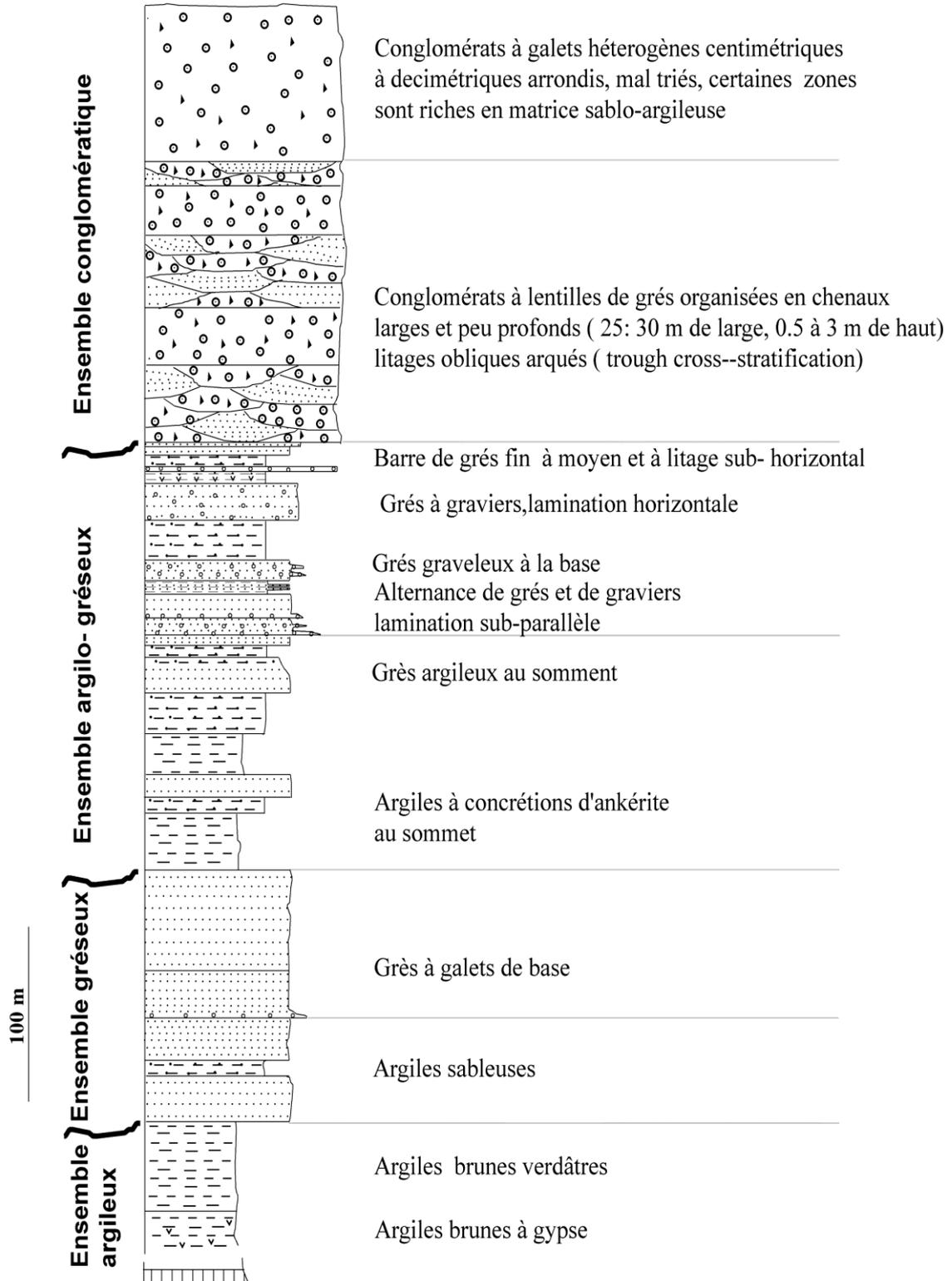
Concentrations en ions des eaux (méq/l), formules ioniques et faciès correspondants – NAI.

	Teneurs en méq/l								Formules ioniques								Faciès
	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	CL	NO ₃	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	CL	NO ₃	
1	7,90	8,83	15,40	0,36	3,10	6,29	14,79	0,06	24	27	47	1	13	26	61	0	Cl-Na-Mg
2	12,40	14,42	16,60	0,46	3,61	10,42	4,08	0,23	28	33	38	1	20	57	22	1	SO ₄ - Mg-Ca
3	6,70	9,08	16,70	0,64	1,61	15,00	8,03	0,06	20	27	50	2	7	61	33	0	SO ₄ -Na-Mg
4	9,60	6,00	8,00	0,90	9,31	19,13	8,56	0,08	39	24	33	4	25	52	23	0	SO ₄ -Ca-Na
5	13,50	15,17	40,00	0,44	3,20	10,42	4,17	0,06	20	22	58	1	18	58	23	0	SO ₄ -Na
6	20,00	17,42	21,80	0,46	1,30	7,96	5,41	0,03	34	29	37	1	9	54	37	0	SO ₄ -Na-Ca
7	12,85	9,08	14,75	0,36	10,48	21,88	8,66	0,15	35	25	40	1	25	53	21	0	SO ₄ -Na-Ca
8	20,20	16,83	13,50	0,33	1,61	10,58	8,31	0,40	40	33	27	1	8	51	40	2	SO ₄ -Cl-Ca-Mg
9	13,60	9,58	12,80	0,46	2,39	11,15	3,10	0,03	37	26	35	1	14	67	19	0	SO ₄ - Ca-Mg
10	11,90	11,33	13,70	0,51	4,00	2,46	5,66	0,00	32	30	37	1	33	20	47	0	Cl- HCO ₃ -Na-Ca
11	15,60	14,17	12,60	0,36	3,20	12,08	4,23	0,26	37	33	29	1	16	61	21	1	SO ₄ -Ca-Mg
12	8,30	3,67	27,60	0,72	3,70	6,96	7,46	0,08	21	9	69	2	20	38	41	0	Cl-SO ₄ -Na
13	8,40	1,42	10,10	0,49	4,80	10,42	9,15	0,02	41	7	50	2	20	43	38	0	SO ₄ -Cl-Na-Ca
14	15,60	14,17	12,60	0,36	4,10	7,25	8,17	0,13	37	33	29	1	21	37	42	1	Cl-SO ₄ -Ca-Mg

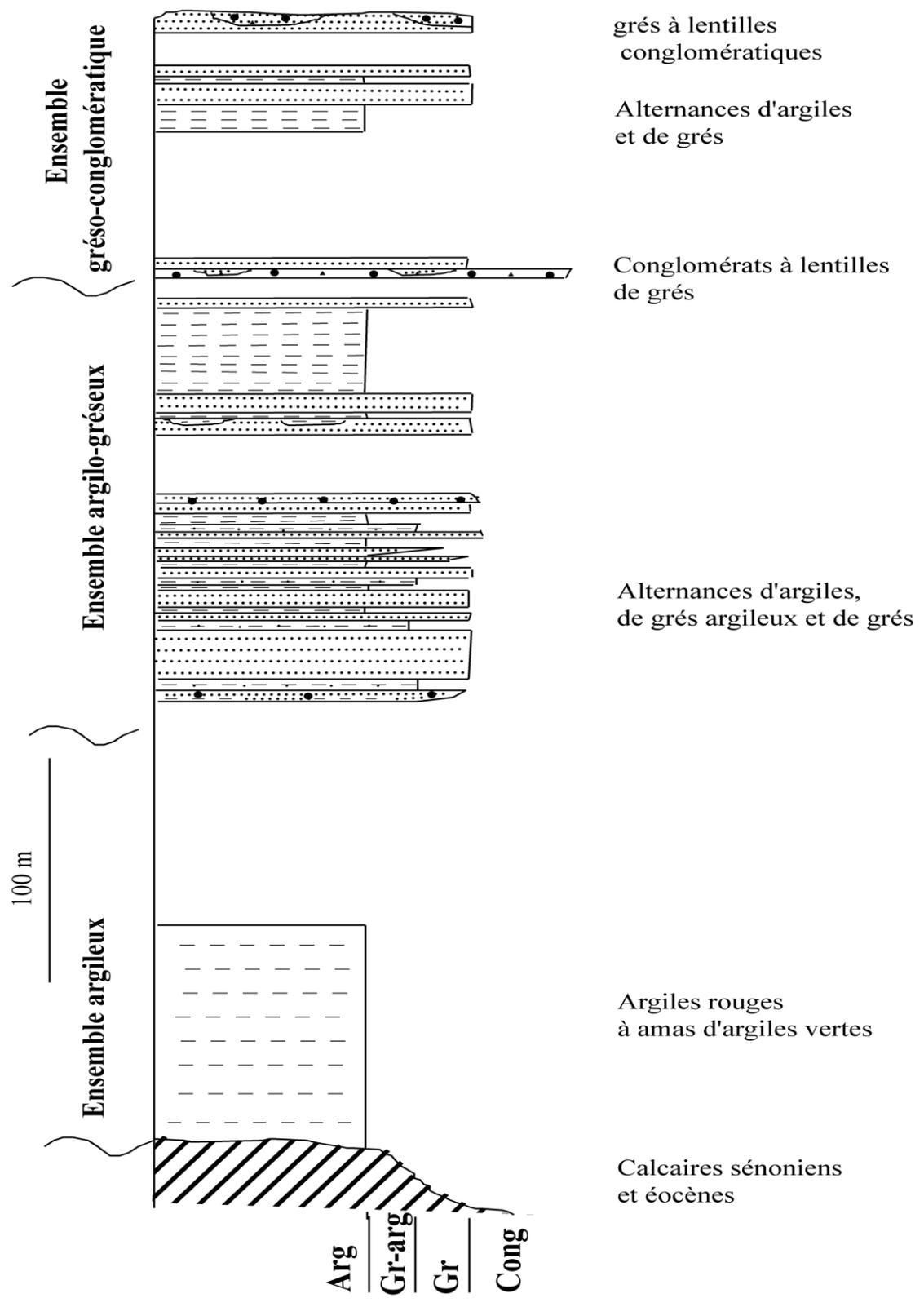
ANNEXE 04

LITHOLOGS UTILISES DANS LES CORRELATIONS

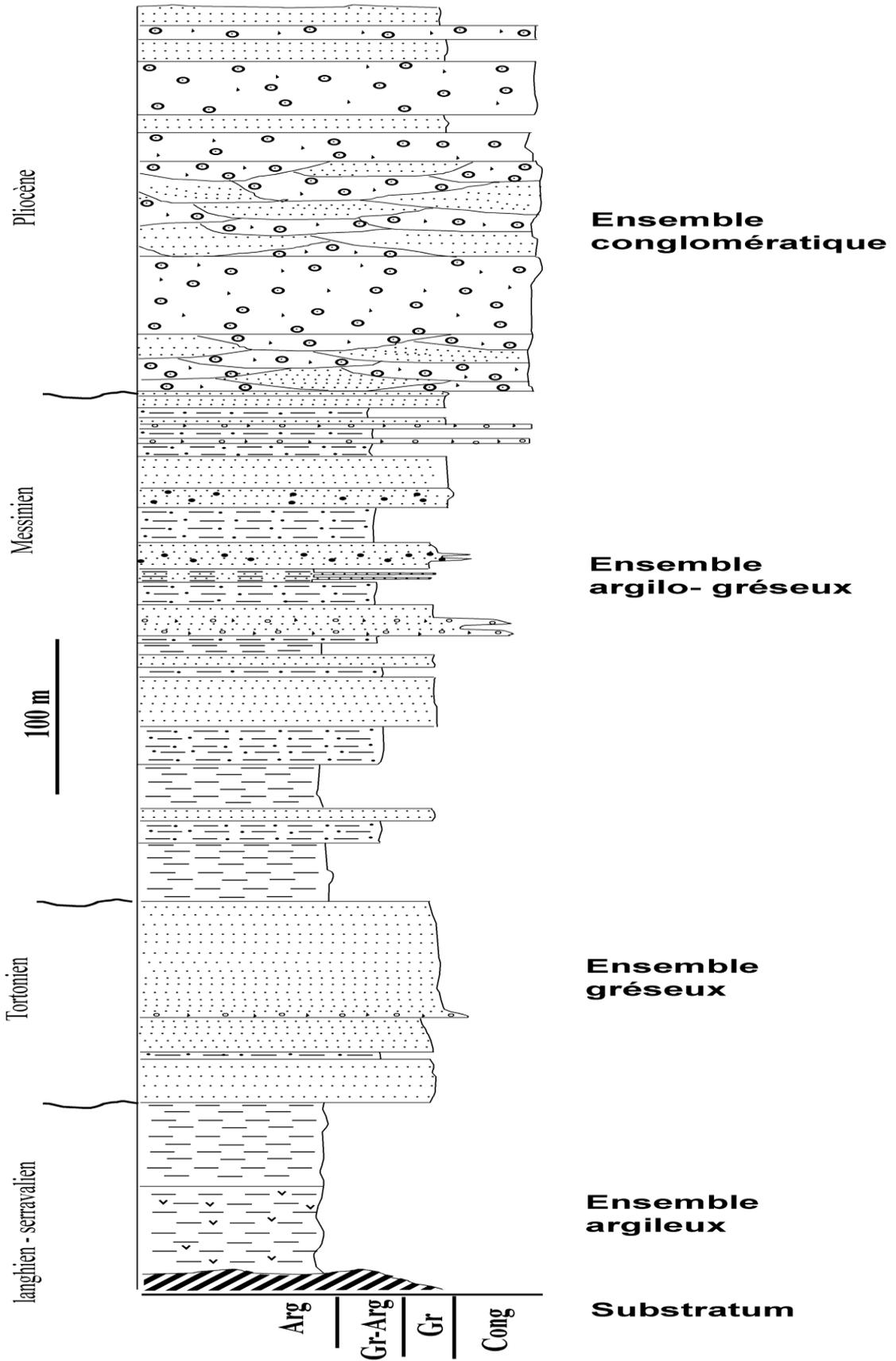
1. GARTA



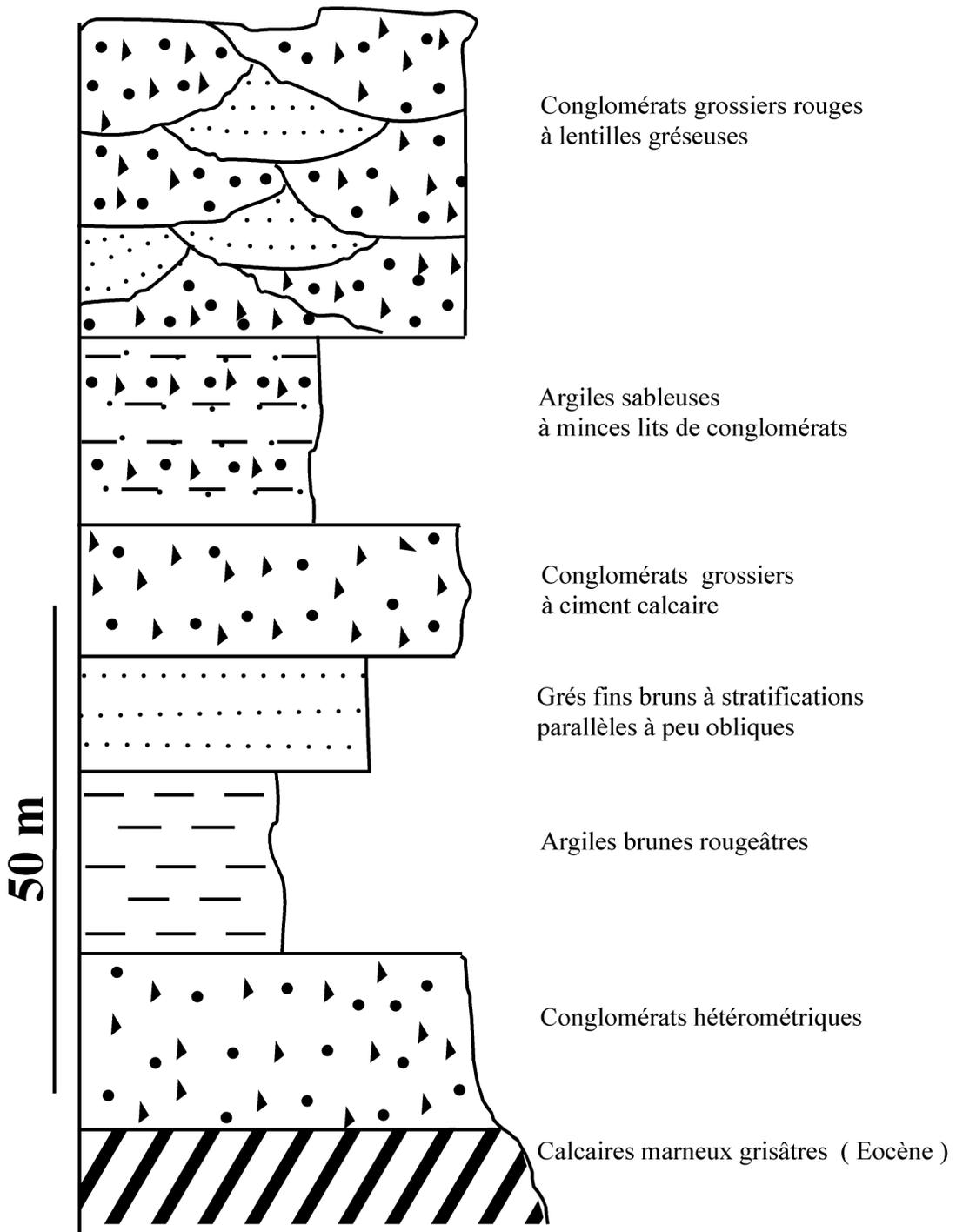
2. FOUM EI GHERZA



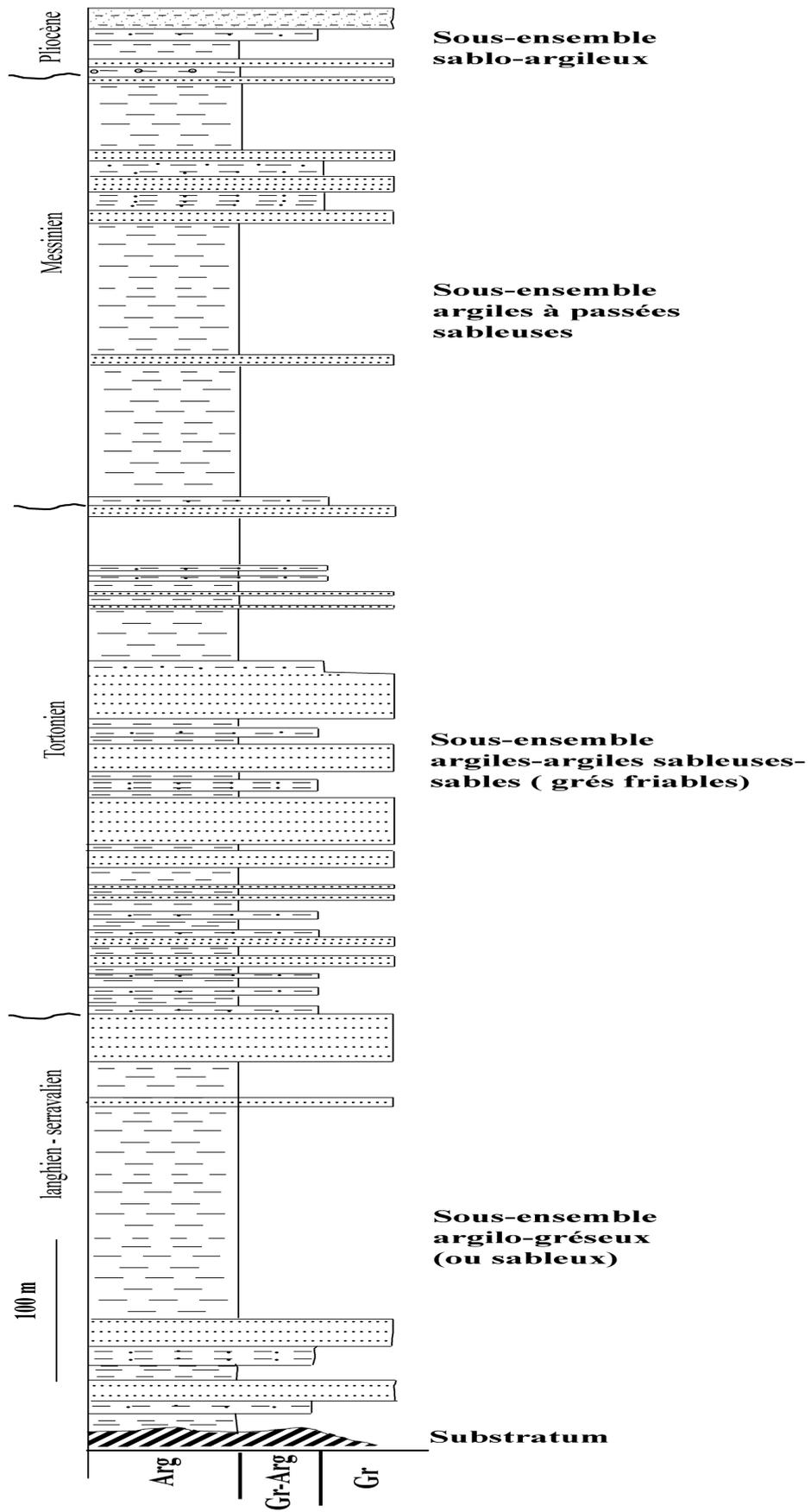
3. DJ ZARZOUR



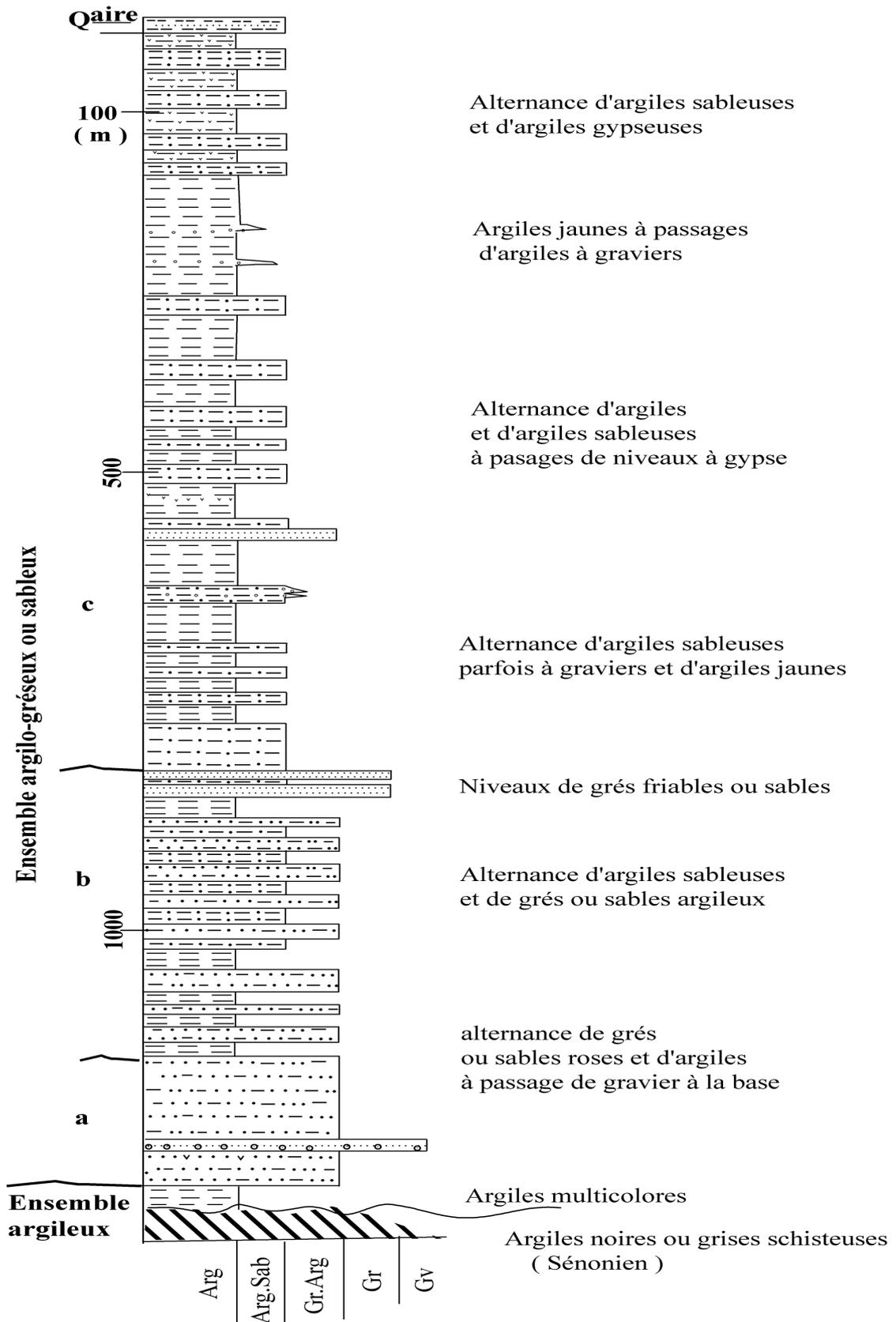
4. KHANGUET SIDI NADJI



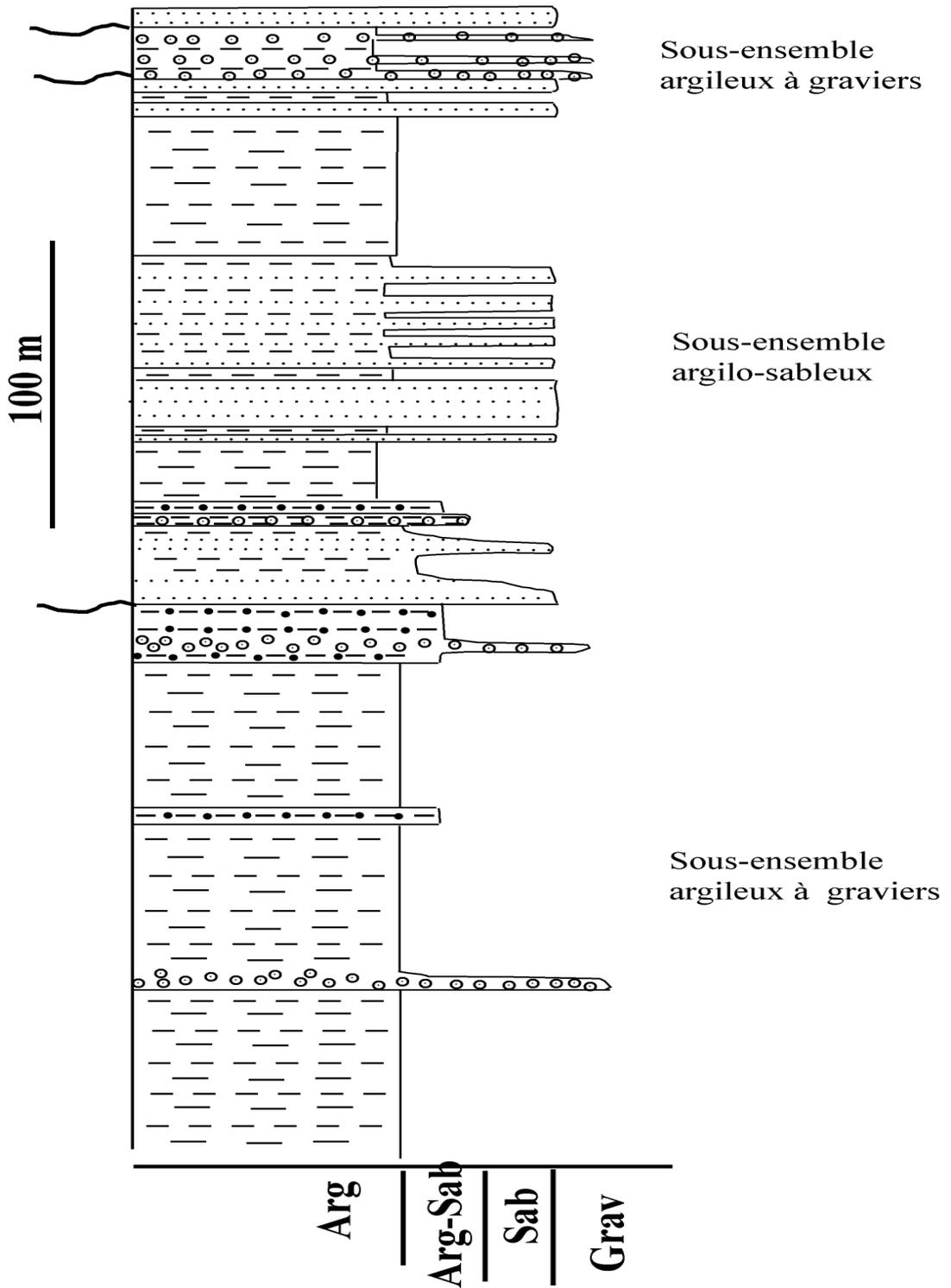
5. AIN NAGUA



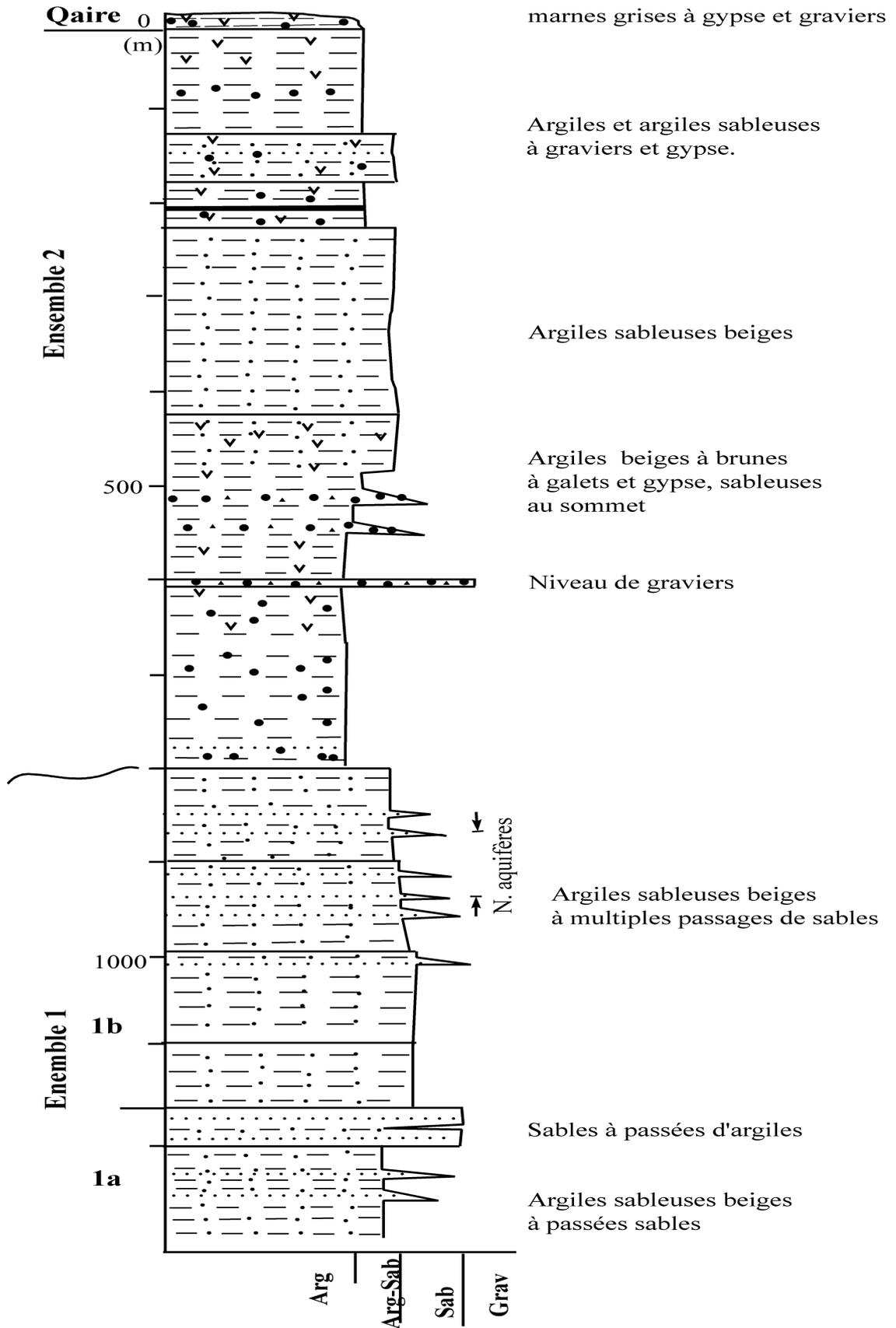
6. EL FEIDH



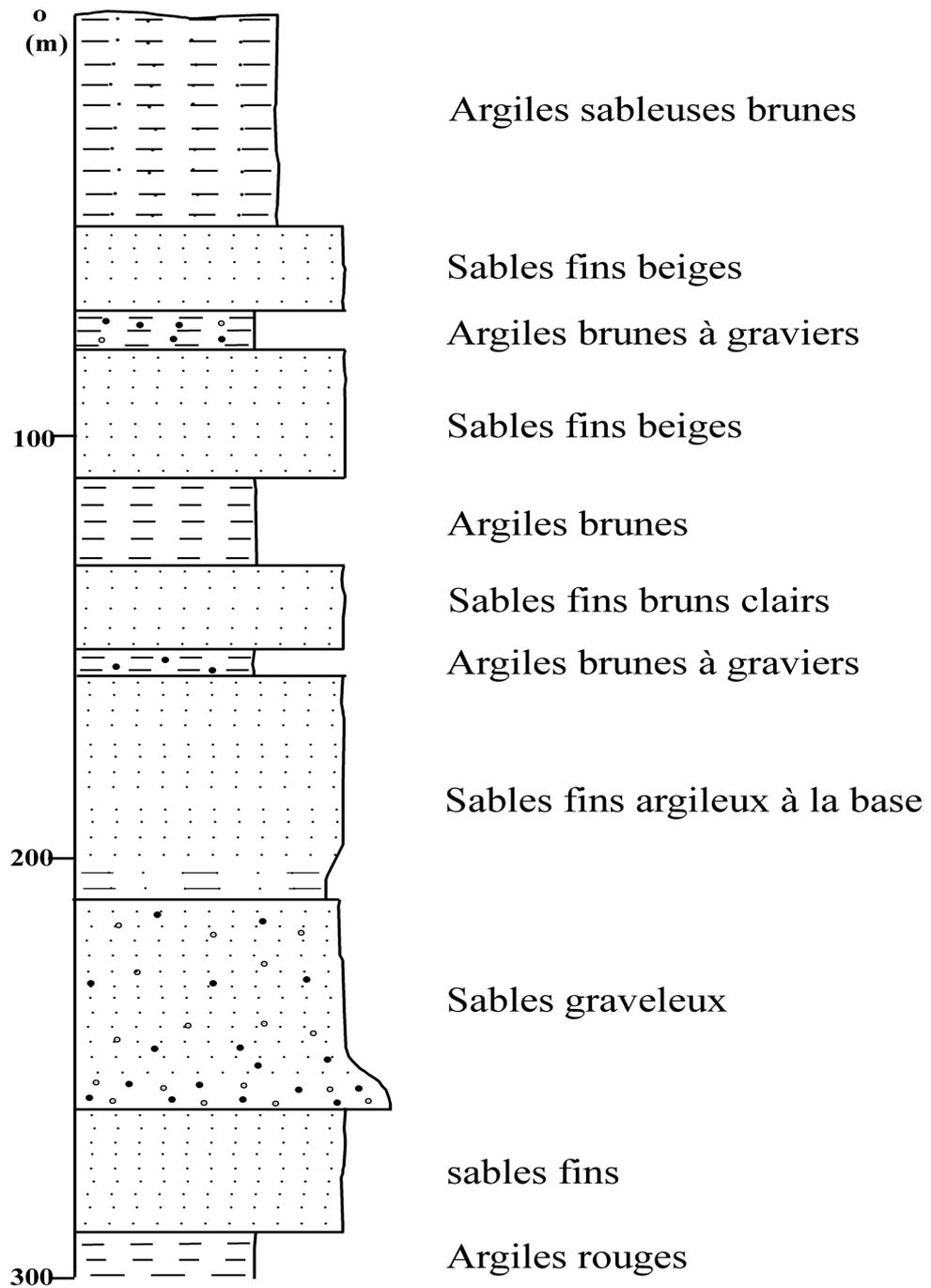
7. EL HOUCH



8. ZRIBET EL OUED



9. ROUIJEL



10.Z'RIBET HAMED

