

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

جامعة قاصدي مرباح ورقلة

Université Kasdi Merbah Ouargla



Faculté des Hydrocarbures, des Énergies renouvelables et des Sciences de la  
Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre et de l'univers

## Thèse

En vue de l'obtention du diplôme de

**Doctorat en sciences**

Option

Géologie

Thème

**Géochimie et minéralogie des formations et des  
eaux de nappes du Complexe Terminal du  
bassin oriental du Sahara septentrional algérien**

Soutenu le : 09/12/2020

Par

**HOUARI Idir Menad**

Directeur de thèse : NEZLI Imed Eddine

Professeur

Université de Ouargla

Devant le jury :

**Président :**

BELKSIER Mohamed Salah

M.C.A

Université de Ouargla

**Examineurs :**

BOUSELSAL Boualem

M.C.A

Université de Ouargla

CHELLAT Smaïne

M.C.A

Université de Constantine 1

SAYAD Lamine

M.C.A

Université d'Annaba

HAIED Nadjib

M.C.A

Université de Djelfa

Année universitaire 2019/2020

# *Dédicace*

Je dédie ce modeste travail, à tous ceux qui ont une place particulière dans mon cœur :

À mon très cher père ...

Qui a travaillé dur pour moi, mes frères et sœur, pour que nous puissions terminer nos études ... Merci pour ton soutien, tu es pour moi un être exceptionnel, je t'exprime ma reconnaissance éternelle.

À ma très chère mère ...

Merci d'avoir toujours été là pour moi, pour me reconforter et me consoler ... Merci pour ta patience, gentillesse et bienveillance.

Après Dieu ... c'est grâce à vous que j'ai pu arriver là.

Merci beaucoup ...

À ma femme, ses parents, son frère et ses sœurs et à mon petit ange

Amir

À mon adorable sœur, son époux Khaled et leur petit Rayan

À mon frère : Samir et sa femme, et leurs enfants Lyna, Sara, Adem  
et Noor

À mon frère Jugurtha et sa femme

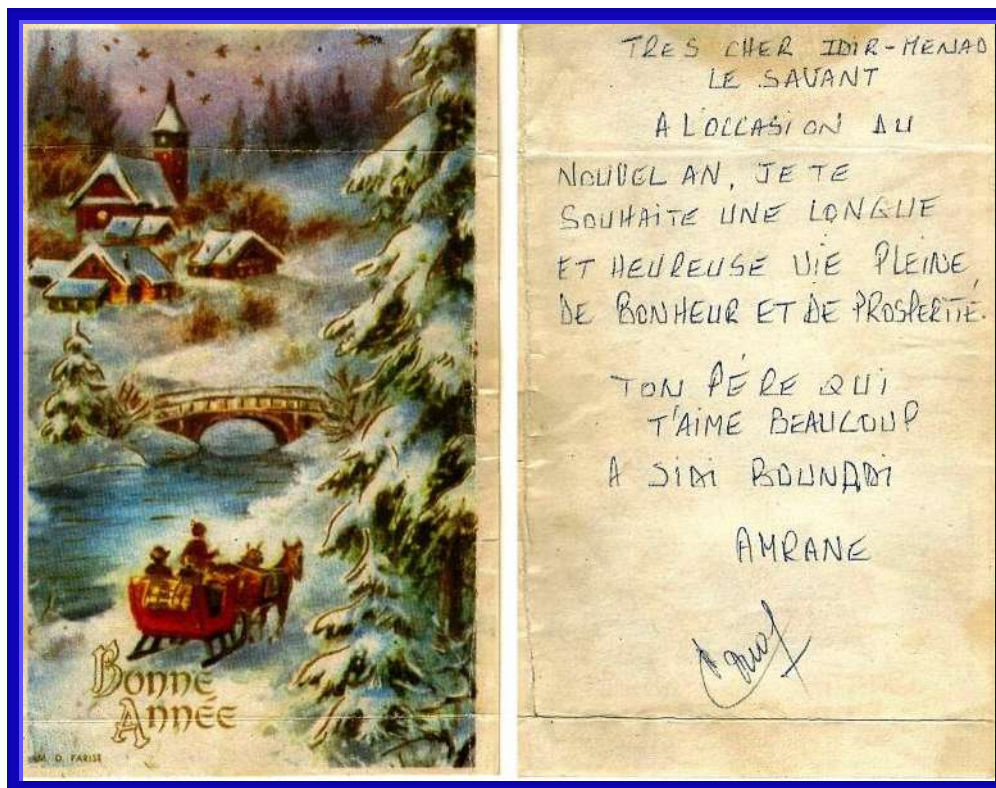
À mon frère Massinissa

À mes amis : Laïd, Mohamed, Hamza, Abdelkarim, Miloud, Miloud et  
Hamid

À mes collègues de département des sciences de la terre et de  
l'univers de l'université de Ouargla

À tous ceux qui sont animés par l'amour du savoir et de la recherche  
dont le but essentiel est d'aider l'humanité.

"Mon très cher père m'a envoyé cette carte postale à l'occasion du  
Nouvel An 1991 quand j'avais 6 ans depuis son poste de travail à In  
Amenas, loin de sa famille de 1500 km ... "



## *Remerciements*

Je tiens avant tout à remercier ALLAH le tout puissant, le tout miséricordieux qui, grâce à sa protection et sa bienveillance, il m'est permis d'acquérir le savoir et d'arriver à ce niveau.

Au terme de ce travail, il est de mon devoir de remercier vivement et chaleureusement tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce modeste travail. Je dois remercier particulièrement :

Pr. NEZLI Imed Eddine, directeur de ma thèse, pour son encadrement scientifique, son appui, ses conseils et ses orientations tout au long de ce travail. Je lui adresse ici mes vifs remerciements et ma sincère reconnaissance.

Dr. BELKSIER Mohamed Salah qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Dr. BOUSELSAL Boualem, Dr. CHELLAT Smaïne, Dr. SAYAD Lamine et Dr. HAIED Nadjib, qui ont bien voulu faire partie du jury. Qu'ils trouvent ici ma sincère reconnaissance.

Ma profonde gratitude ira aussi à Madame BECHICH, Mr LACHELILI, Mr SAKHRI, Mr HOSNI, Mr MESSAOUDI, Mr CHENNITI, et toute l'équipe du laboratoire de corrosion (Haoud Berkaoui) pour leur accueil chaleureux et leur aide précieuse.

Mes vifs remerciements iront aussi à Mr BENHMIDA Slimane et Mr ARIF Salim de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) de Ouargla, et Mesdames MESSAOUDI, ZERROUKI et KENNOUCH et toute l'équipe du laboratoire de l'ANRH de Ouargla pour m'avoir aidé à effectuer les analyses d'eaux.

Ma reconnaissance la plus sincère va également au Pr. HACINI Messaoud, directeur du laboratoire de géologie du Sahara, et à Mr Gadjja Omar, ingénieur de laboratoire de géologie du Sahara, Université de Ouargla, pour leur accueil et aide. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde gratitude.

Toute ma gratitude au Pr DOBBI Abdelmadjid, doyen de la faculté des hydrocarbures, des énergies renouvelables et des sciences de la terre et de l'univers, au Dr BELKSIER Mohamed Salah, chef de département des sciences de la terre et de l'univers, et à tous les enseignants du département des sciences de la terre et de l'univers, Université de Ouargla, qu'ils trouvent ici ma sincère reconnaissance.

Je tiens aussi à exprimer ma vive reconnaissance à mes collègues Pr DJIDEL Mohamed, Dr BOUSELSAL Boualem, Dr KECHICHED Rabah, Dr MELOUAH Oualid, Dr ZAATOUT Merzouk et Dr HADJ KOUIDER Mohamed, pour leur aide le long de la réalisation de ce travail.

Une reconnaissance particulière ira à mon beau-frère AMRANI Khaled, agronome doctorant de l'université de Grenoble, France, et chargé d'études labellisé, pour son aide et conseils, qu'il trouve ici ma profonde gratitude.

Et enfin, je tiens à remercier toute ma famille et mes proches pour leur soutien moral et leur compréhension durant toute la réalisation de ce travail.

# *Table des matières*

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

## **Chapitre I : Généralités**

I.1	Introduction.....	4
I.2	Contexte géographique de la région d'étude.....	4
I.3	Régime climatique.....	4
I.4	Réseau hydrographique.....	5
I.4.1	Oued M'ya .....	5
I.4.2	Oued Rhir.....	6
I.4.3	Les oueds de la dorsale du M'zab.....	6
I.4.3.1	Oued R'tem.....	7
I.4.3.2	Oued N'sa et M'zab.....	7
I.4.3.3	Oued Ittel.....	7
I.4.3.4	Oued El Attar.....	8
I.5	Topographie et composition géomorphologique.....	8
I.5.1	Les Hamadas.....	8
I.5.2	Les Regs.....	8
I.5.3	Les accumulations sableuses.....	8
I.5.4	Les chotts et les sebkha.....	8
I.6	Cadre géologique.....	9
I.6.1	Structure géologique du bassin oriental.....	9
I.6.2	Lithostratigraphie.....	11
I.6.2.1	L'Albien.....	12
I.6.2.2	Le Vraconien.....	12
I.6.2.3	Le Cénomaniens.....	13
I.6.2.4	Le Turonien.....	13
I.6.2.5	Le Sénonien.....	13
I.6.2.6	L'Eocène.....	13
I.6.2.7	Le Mio-Plio-Quaternaire.....	14
I.6.3	Tectonique régionale.....	15
I.6.4	Paléogéographie.....	15
I.7	Contexte hydrogéologique.....	17
I.7.1	Le Continental Intercalaire (CI).....	18
I.7.2	Le Complexe Terminal (CT).....	20
I.8	Conclusion.....	23

## **Chapitre II : Méthodologie**

II.1	Introduction.....	25
II.2	Traitement des données géologiques.....	25

II.3	Échantillons pour analyse par diffraction X.....	25
II.4	Échantillons pour confection des lames minces.....	26
II.4.1	Confection.....	26
II.4.2	Préparation des sucres.....	26
II.4.3	Collage.....	27
II.4.4	Ponçage.....	27
II.5	Échantillons d'eaux.....	27
II.5.1	Mesure In Situ.....	28
II.5.1.1	Le pH et T°.....	29
II.5.1.2	La conductivité électrique (CE).....	29
II.5.2	Analyses au laboratoire.....	29
II.5.2.1	Par spectrophotométrie.....	29
II.5.2.2	Par photométrie à flamme.....	29
II.5.2.3	Par titrimétrie.....	30
II.5.2.4	Par complexométrie.....	30
II.6	Outil informatique.....	30
II.6.1	RockWorks 15.....	30
II.6.2	Match ! 3.....	31
II.6.3	Statistica 10.....	31
II.6.4	Phreeqci 3.....	31
II.6.5	Diagramme.....	32
II.6.6	Surfer 12.....	32
II.7	Les concepts théoriques utilisés dans la modélisation géochimique.....	32
II.7.1	L'activité ionique.....	32
II.7.2	Le coefficient d'activité.....	33
II.7.3	La force ionique I.....	33
II.7.4	L'activité de l'eau.....	34
II.7.5	Équilibre minéraux/solutions.....	35
II.8	Conclusion.....	37

### **Chapitre III : Reconnaissance géologique et minéralogique**

III.1	Introduction.....	38
III.2	Contexte géologique de la région.....	38
III.2.1	Coupes géologiques.....	40
III.2.1.1	Région de Ouargla (Oued M'ya).....	40
III.2.1.2	Région de Touggourt (Oued Righ).....	40
III.2.1.3	Région de Djamaa, Mghaier et Still.....	41
III.2.1.4	Zone d'étude.....	41
III.2.2	Description des coupes géologiques.....	41
III.2.2.1	Région de Ouargla (Oued M'ya).....	41
III.2.2.2	Région de Touggourt (Oued Righ).....	43

III.2.2.3	Région de la basse vallée de l'Oued Righ.....	44
III.2.2.4	Synthèse des données géologiques de la zone d'étude.....	46
III.2.3	Traitement des spectres de diffractométrie des rayons X.....	46
III.2.4	Description des lames minces.....	50
III.2.4.1	Lame 1.....	51
III.2.4.2	Lame 2.....	51
III.3	Conclusion.....	52

## **Chapitre IV : Hydrogéochimie**

IV.1	Introduction.....	53
IV.2	Résultats d'analyses physico-chimiques.....	54
IV.2.1	Le potentiel hydrogène (pH).....	54
IV.2.2	La température T (°C).....	54
IV.2.3	La conductivité électrique CE ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ).....	54
IV.2.4	Les sulfates $\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l).....	55
IV.2.5	Les chlorures $\text{Cl}^-$ (mg/l).....	55
IV.2.6	Les bicarbonates $\text{HCO}_3^-$ (mg/l).....	55
IV.2.7	Les nitrates $\text{NO}_3^-$ (mg/l).....	55
IV.2.8	Les nitrites $\text{NO}_2^-$ (mg/l).....	56
IV.2.9	Le calcium $\text{Ca}^{2+}$ (mg/l).....	56
IV.2.10	Le magnésium $\text{Mg}^{2+}$ (mg/l).....	56
IV.2.11	Le sodium $\text{Na}^+$ (mg/l).....	57
IV.2.12	Le potassium $\text{K}^+$ (mg/l).....	57
IV.2.13	Le fer total Fe (mg/l).....	57
IV.2.14	Les phosphates $\text{PO}_4^{3-}$ (mg/l).....	57
IV.2.15	Les Fluorures $\text{F}^-$ (mg/l).....	57
IV.2.16	La silice $\text{SiO}_2$ (mg/l).....	58
IV.3	Analyse statistique des paramètres physiques et d'éléments chimiques.....	58
IV.3.1	Corrélations entre les paramètres physico-chimiques.....	59
IV.3.2	Classification ascendante hiérarchique (CAH).....	59
IV.3.2.1	Classification ascendante hiérarchique des variables (éléments chimiques)	60
IV.3.2.2	Classification ascendante hiérarchique des observations (puits).....	61
IV.3.3	Analyse en composantes principales (ACP).....	62
IV.4	Évolution du chimisme des eaux.....	65
IV.4.1	Évolution des paramètres physico-chimiques.....	65
IV.4.1.1	La conductivité électrique (CE).....	65
IV.4.1.2	Les anions majeurs.....	66
IV.4.1.3	Les cations majeurs.....	67
IV.4.2	L'évolution par rapport à un facteur de concentration.....	68
IV.4.2.1	Détermination du facteur de concentration (Fc).....	68
IV.4.2.2	Évolution du chimisme par rapport au facteur de concentration.....	68



IV.4.2.2.1	Les anions majeurs.....	68
IV.4.2.2.2	Les cations majeurs.....	69
IV.5	Faciès chimique des eaux.....	70
IV.5.1	Par le diagramme de Piper.....	70
IV.5.2	Par la classification de Stabler.....	72
IV.6	Origine des éléments chimiques.....	75
IV.6.1	Origine des chlorures et du sodium.....	75
IV.6.2	Origine des sulfates, du calcium et du magnésium.....	76
IV.6.3	Origine du potassium et des bicarbonates.....	79
IV.7	Équilibres minéraux/solutions dans les eaux.....	79
IV.7.1	Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux prépondérants..	79
IV.7.2	Évolution des indices de saturation par rapport au facteur de concentration	83
IV.7.2.1	La saturation vis-à-vis des minéraux sulfatés.....	83
IV.7.2.2	La saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés.....	84
IV.7.3	Les relations indices de saturation vs minéraux prépondérants.....	86
IV.7.3.1	Les relations indices de saturation vs minéraux évaporitiques.....	86
IV.7.3.2	Les relations indices de saturation vs minéraux carbonatés.....	88
IV.7.4	Les relations pH – IS.....	91
IV.7.4.1	Les relations pH - IS des minéraux évaporitiques.....	91
IV.7.4.2	Les relations pH - IS des minéraux carbonatés.....	91
IV.8	Diagrammes de saturation.....	92
IV.8.1	Minéraux évaporitiques.....	94
IV.8.2	Minéraux carbonatés.....	96
IV.9	Influence de la matrice argileuse sur le chimisme des eaux.....	100
IV.9.1	Échanges de base.....	100
IV.9.2	Altération des argiles potassiques.....	105
IV.10	Étude de quelques éléments indésirables.....	106
IV.10.1	Les fluorures et les phosphates.....	106
IV.10.1.1	Évolution spatiale des indices de saturation.....	107
IV.10.1.2	Évolution des indices de saturation par rapport au pH.....	108
IV.10.1.3	Évolution des indices de saturation en fonction du Log F <sup>-</sup> .....	109
IV.10.1.4	Diagrammes de saturation.....	110
IV.10.2	Les oxydes et hydroxydes de fer.....	112
IV.10.3	La silice dans les eaux du CT (Mio-Pliocène).....	115
IV.10.3.1	Hydrolyse des silicates.....	116
IV.10.3.2	Apport de la silice par la nappe profonde du CI.....	119
IV.11	Conclusion.....	120
	Conclusion générale.....	123

# *Liste des figures et des photos*

## **Chapitre I : Généralités**

Figure I.1	Délimitation de la zone d'étude.....	4
Figure I.2	Réseau hydrographique dans la région d'étude.....	6
Figure I.3	Coupe géostructurale transversale du Sahara algérien.....	10
Figure I.4	Carte géologique du Sahara oriental.....	11
Figure I.5	Corrélation stratigraphique entre quelques logs situant dans la zone d'études.....	12
Figure I.6	Colonne stratigraphique du Sahara oriental algérien.....	14
Figure I.7	Délimitation géographique du système aquifère CI et CT.....	18
Figure I.8	Coupe hydrogéologique de SASS.....	19
Figure I.9	Carte piézométrique de référence du CI.....	20
Figure I.10	Coupe hydrogéologique transversale du CT.....	23
Figure I.11	Carte piézométrique de référence du CT.....	23

## **Chapitre II : Méthodologie**

Figure II.1	Carte des emplacements des points d'échantillonnage d'eau.....	28
-------------	--	----

## **Chapitre III : Reconnaissance géologique et minéralogique**

Figure III.1	Carte géologique de la zone d'étude.....	38
Photo 1	Le plateau de Ouargla.....	39
Photo 2	Les argiles d'El Goug.....	39
Photo 3	Les argiles et limons de Blidet Amor.....	39
Photo 4	Dépôts sableux à petits galets.....	40
Figure III.2	Coupe géologique de la région d'Ouargla.....	42
Figure III.3	Coupe géologique de la région de Touggourt.....	44
Figure III.4	Coupe géologique de la région de la basse vallée de l'Oued Righ (Djamaa, Mghaier et Still).....	45
Figure III.5	Coupe géologique synthétique de la zone d'étude.....	46
Figure III.6	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Ouargla 1).....	47
Figure III.7	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Touggourt 1).....	47
Figure III.8	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Touggourt 2).....	48
Figure III.9	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Djamaa).....	48
Figure III.10	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Djamaa 2).....	49
Figure III.11	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Mghaier).....	49
Figure III.12	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Oum Thiour).....	50
Figure III.13	Spectre diffractométriques des minéraux présents (Still).....	50
Figure III.14	Profil géologique du lieu d'échantillonnage (El Khafdji).....	51
Figure III.15	Lame 1 (gauche) et 2 (droite) sous microscope polarisant en LPA.....	52

## Chapitre IV : Hydrogéochemie

Figure IV.1	Classification ascendante hiérarchique (C.A.H) des variables (éléments chimiques).....	60
Figure IV.2	Classification ascendante hiérarchique (C.A.H) des observations (puits par régions).....	62
Figure IV.3	Projection des variables sur le plan des facteurs F1 vs F2.....	63
Figure IV.4	Projection des observations sur le plan des facteurs F1 vs F2.....	64
Figure IV.5	Valeurs propres de la matrice de corrélation.....	64
Figure IV.6	Évolution des conductivités électriques.....	66
Figure IV.7	Évolution des anions majeurs.....	66
Figure IV.8	Évolution des cations majeurs.....	67
Figure IV.9	Évolution des anions majeurs par rapport au facteur de concentration.....	69
Figure IV.10	Évolution des cations majeurs par rapport au facteur de concentration.....	70
Figure IV.11	Faciès chimiques des eaux du Mio-Pliocène du Sahara septentrional.....	71
Figure IV.12	Faciès chimiques par la relation $rSO_4/rCl$ vs $rNa/rCa$ .....	73
Figure IV.13	Faciès chimiques par la relation $rSO_4/rCl$ vs $rNa/rMg$ .....	74
Figure IV.14	Faciès chimiques par la relation $rSO_4/rCl$ vs $rMg/rCa$ .....	74
Figure IV.15	La relation $rNa$ vs $rCl$ .....	75
Figure IV.16	La relation $rNa$ vs $rSO_4$ .....	76
Figure IV.17	La relation $rCa$ vs $rSO_4$ .....	77
Figure IV.18	La relation $rMg$ vs $rSO_4$ .....	78
Figure IV.19	Les relations $rCa$ vs $rHCO_3$ et $rCa+rMg$ vs $rHCO_3$ .....	79
Figure IV.20	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Anhydrite, Gypse et Halite.....	80
Figure IV.21	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Epsomite, Mirabilite et Thénardite.....	81
Figure IV.22	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de la Calcite, de la magnésite et du $CO_2$ dissout.....	82
Figure IV.23	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Aragonite et de la Dolomite.....	82
Figure IV.24	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Anhydrite, l'Epsomite et de la Thénardite par rapport au facteur de concentration.....	83
Figure IV.25	Évolution des indices de saturation vis-à-vis du Gypse, l'Halite et de la Mirabilite par rapport au facteur de concentration.....	84
Figure IV.26	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Aragonite et de la Magnésite par rapport au facteur de concentration.....	85
Figure IV.27	Évolution des indices de saturation vis-à-vis de la Calcite, la Dolomite et du $CO_2$ dissout par rapport au facteur de concentration.....	85
Figure IV.28	La relation $Ca+SO_4$ vs IS Anhydrite et IS Gypse.....	86
Figure IV.29	La relation $Mg+SO_4$ vs IS Epsomite.....	87
Figure IV.30	La relation $Na+Cl$ vs IS Halite.....	87
Figure IV.31	La relation $Na+SO_4$ vs IS Mirabilite et IS Thénardite.....	88
Figure IV.32	La relation $Ca+HCO_3$ vs IS Aragonite et IS Calcite.....	89
Figure IV.33	La relation $Ca+Mg+HCO_3$ vs IS Dolomite.....	90

Figure IV.34	La relation $Mg+HCO_3$ vs IS Magnésite.....	90
Figure IV.35	Les relations pH - IS des minéraux évaporitiques.....	91
Figure IV.36	Les relations pH - IS des minéraux carbonatés.....	92
Figure IV.37	Schémas illustrant les principes des diagrammes de saturation.....	94
Figure IV.38	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de l'Halite.....	95
Figure IV.39	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de l'Anhydrite.....	95
Figure IV.40	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Thénardite.....	96
Figure IV.41	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Calcite.....	96
Figure IV.42	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Dolomite.....	97
Figure IV.43	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Magnésite.....	98
Figure IV.44	Diagramme I.S.D = f (I.S.C) des eaux prélevées de la zone d'étude.....	99
Figure IV.45	Evolution des indices d'échanges de base.....	101
Figure IV.46	La relation entre $(Ca+Mg-HCO_3-SO_4)$ vs $(Na+K-Cl)$ .....	102
Figure IV.47	Points d'eaux présentant un excès en sodium par rapport aux chlorures...	103
Figure IV.48	Noms des forages présentant un excès en sodium par rapport aux chlorures.....	103
Figure IV.49	Points d'eaux présentant un excès en calcium et en magnésium par rapport aux sulfates.....	104
Figure IV.50	Noms des forages présentant un déficit en calcium et en magnésium par rapport aux sulfates.....	104
Figure IV.51	Variation des concentrations en potassium dans les régions de Ouargla et Touggourt (amont).....	105
Figure IV.52	Variation des concentrations en potassium dans les régions de Djamaa, Meghaier, Still et Oum Thiour (aval).....	106
Figure IV.53	Carte d'inventaire des points d'eau ayant des valeurs en fluorures et en phosphates.....	107
Figure IV.54	Évolution spatiales des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés.....	108
Figure IV.55	Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés en fonction du pH.....	109
Figure IV.56	Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés en fonction du $\text{Log } F^-$ .....	110
Figure IV.57	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Fluorine.....	111
Figure IV.58	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Francolite.....	111
Figure IV.59	Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Fluorapatite.....	112
Figure IV.60	Carte d'inventaire des points d'eau ayant des valeurs en fer total.....	113
Figure IV.61	Évolution des indices de saturation vis-à-vis des oxydes de fer en fonction du pH.....	114
Figure IV.62	Évolution des indices de saturation vis-à-vis des hydroxydes de fer en fonction du pH.....	114
Figure IV.63	Carte d'inventaire des puits d'eau mio-pliocènes ayant des valeurs en $SiO_2$ avec fond structural.....	115
Figure IV.64	Évolution des indices de saturation vis-à-vis minéraux silicatés en fonction du pH.....	117
Figure IV.65	Diagramme de Korjinski des eaux (hydrolyse incomplète).....	118

Figure IV.66	Diagramme de Korjinski des eaux (hydrolyse totale).....	118
Figure IV.67	Diagramme des températures des eaux estimées par le géothermomètre à quartz.....	120

## ***Liste des tableaux***

### **Chapitre II : Méthodologie**

Tableau II.1	Valeurs des coefficients A, B et C en fonction de la température.....	34
Tableau II.2	Valeurs du coefficient $a^\circ$ pour les ions majeurs $a^\circ$ .....	34
Tableau II.3	Solubilité des différents sels dans l'eau à 20° C.....	36
Tableau II.4	Solubilité maximum des principaux sels dans l'eau en grammes par 1000 cm <sup>3</sup> d'eau.....	37

### **Chapitre IV : Hydrogéochimie**

Tableau IV.1	Variations des paramètres physico-chimiques (en mg/l).....	58
Tableau IV.2	Matrice de corrélation des éléments chimiques.....	59
Tableau IV.3	Équations géothermométriques du Quartz.....	120

## *Liste des abréviations*

<b>ACP</b>	Analyse en Composantes Principales
<b>ANRH</b>	Agence Nationale des Ressources Hydriques
<b>CE</b>	Conductivité Électrique
<b>CAH</b>	Classification Ascendante Hiérarchique
<b>CI</b>	Continental Intercalaire
<b>CT</b>	Complexe Terminal
<b>DRX</b>	Diffractionnée des Rayons X
<b>EDTA</b>	Ethylène Diamine Tétracétique Acide
<b>ERESS</b>	Étude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional
<b>i.e.b</b>	Indices d'Échanges de Base
<b>IS</b>	Indices de Saturation
<b>ISC</b>	Indice de saturation vis-à-vis de la Calcite
<b>ISD</b>	Indice de saturation vis-à-vis de la Dolomite
<b>LPA</b>	Lumière Polarisée Analysée
<b>MP</b>	Mio-Pliocène
<b>NPK</b>	Azote, Phosphore, Potassium
<b>OMS</b>	Organisation Mondiale de la Santé
<b>ONM</b>	Office National de Météorologie
<b>OSS</b>	Observation du Sahara et du Sahel
<b>pH</b>	Potentiel d'hydrogène
<b>SASS</b>	Système Aquifère du Sahara Septentrional
<b>T°</b>	Température
<b>UNESCO</b>	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
<b>UTM</b>	Universal Transverse mercator
<b>WEC</b>	Well Evaluation Conference

## **Géochimie et minéralogie des formations et des eaux des nappes du Complexe Terminal du bassin oriental du Sahara septentrional algérien**

### *Résumé*

Dans le bassin oriental du Sahara septentrional algérien, deux grands systèmes aquifères sont présents, le Continental Intercalaire sableux et gréseux plus profond et le Complexe Terminal moins profond, ce dernier comprend deux sous-aquifères superposés, de bas en haut ; le Sénono-Eocène carbonaté surmonté par le Mio-Pliocène sableux et argileux, les réserves en eaux dans ces systèmes sont énormes et impressionnantes, mais leur qualité physico-chimique reste médiocre.

Durant un demi-siècle, l'étude de ces ressources quantitativement et qualitativement est devenue un enjeu vital et nécessaire pour leur protection et gestion, d'où on peut considérer notre travail comme une contribution à l'étude se rapportant aux aspects minéralogiques et géochimiques des formations et des eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du bassin oriental du Sahara septentrional algérien en mettant en évidence les interactions eaux/roches.

L'emploi de multiples et variables approches dans le traitement des données géologiques de la région et dans l'interprétation des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux a permis de déterminer les relations entre le chimisme des eaux et la lithologie.

Les résultats obtenus montrent que les eaux, le long de leur parcours, traversent des formations lithologiques riches en minéraux évaporitiques, elles se chargent donc en éléments chimiques selon leur sens présumé d'écoulement au fur et à mesure que ces formations lithologiques sont dissoutes, ce qui est confirmé par les graphiques d'évolution qui indiquent l'enrichissement des eaux par ces derniers de l'amont (Ouargla) vers l'aval (zone des chotts), les faciès chimiques des eaux sont également contrôlés par cette lithologie, seuls ceux évaporitiques sont enregistrés (chloruré sodique ou calcique ou magnésien et sulfaté sodique ou calcique ou magnésien).

L'utilisation du modèle thermodynamique Phreeqc dans le calcul des indices de saturation des eaux vis-à-vis des minéraux prépondérants et des activités d'éléments chimiques en réaction, nous a renseigné que les minéraux carbonatés sont les plus susceptibles d'être précipités, les eaux sont en équilibre et tendent à la sursaturation en ces minéraux, par ailleurs, les eaux demeurent en sous-saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques et tendent vers l'équilibre, sauf par rapport à l'Halite où elles restent loin de la saturation le long de leur parcours souterrain.

Des phénomènes modificateurs de chimisme des eaux ont été observés au niveau des zones avales (proximité des chotts), l'abondance des formations argileuses en ces régions les a bien favorisées, les eaux s'enrichissent en sodium et en potassium en même temps qu'elles s'appauvrissent en calcium et en magnésium, autrement, des apports supplémentaires en eaux de précipitations venant des versants Sud de l'Atlas saharien gagnent les eaux de la nappe souterraine par infiltration et contribuent ainsi à la modification du chimisme en diluant les eaux chargées de cette nappe.

L'étude de quelques éléments indésirables dans les eaux tels que les fluorures et les phosphates, le fer et la silice par l'application des mêmes approches nous a permis de déterminer leur comportement et leur évolution, ainsi que les minéraux susceptibles d'être à leurs origines, alors que, la silice dissoute nous a servi de traceur chimique pour d'éventuels échanges d'eaux entre la nappe albienne profonde et la nôtre.

**Mots clés :** géochimie, minéralogie, Complexe Terminal, Mio-Pliocène, Sahara septentrional.



## **Geochemistry and mineralogy of Terminal Complex groundwaters in the eastern basin of septentrional Algerian Sahara**

### *Abstract*

In the eastern basin of the Algerian Northern Sahara, two large aquifer systems are present, the deeper sandy and sandstone Continental Intercalaire and the shallower Terminal Complex, the latter comprising two superimposed sub aquifers, from bottom to top; the carbonate Sénono-Eocene surmounted by the sandy and clay Mio-Pliocene, the water reserves in these systems are enormous and impressive, but their physicochemical quality remains poor.

For the past fifty years, the study of these resources quantitatively and qualitatively has become a vital and necessary issue for their protection and management, from which we can consider our work as a contribution to the study relating to the mineralogical and geochemical aspects of the formations and waters of the Mio-Pliocene sands of the eastern basin of the Algerian northern Sahara by highlighting the water/rock interactions.

The use of multiple and variable approaches in the processing of geological data of the region and in the interpretation of the results of physico-chemical analyzes of water has made it possible to determine the relationships between water chemistry and lithology.

The results obtained show that the waters, along their course, cross lithological formations rich in evaporitic minerals, they are therefore loaded with chemical elements according to their presumed direction of flow as these lithological formations dissolve, this which is confirmed by the evolution graphs which indicate the enrichment of the waters by the latter from upstream (Ouargla) downstream (chotts area), the chemical facies of the waters are also controlled by this lithology, only those evaporitics are recorded (sodium chloride or calcium or magnesium and sodium sulfate or calcium or magnesium).

The use of the Phreeqc thermodynamic model in the calculation of the water saturation indices with regard to the predominant minerals and the activities of chemical elements in reaction, informed us that carbonate minerals are the most likely to be precipitated, the waters are in equilibrium and tend to supersaturation in these minerals, moreover, the waters remain in undersaturation with respect to the evaporitic minerals and tend towards equilibrium, except with respect to the Halite where they remain far saturation along their underground route.

Phenomena modifying water chemistry have been observed in the downstream areas (near the chotts), the abundance of clay formations in these regions has favored them, the waters are enriched with sodium and potassium at the same time as they are depleted in calcium and magnesium, otherwise, additional inputs of precipitation water from the southern slopes of the Saharan Atlas gain groundwater by infiltration and thus contribute to the modification of the chemistry by diluting the charged waters. of this tablecloth.

The study of some undesirable elements in waters such as fluorides and phosphates, iron and silica by the application of the same approaches, allowed us to determine their behavior and their evolution, as well as the minerals likely to be at their origins, whereas, dissolved silica served us as a chemical tracer for possible exchanges of water between the deep Albian aquifer and ours.

**Key words:** Geochemistry, mineralogy, Terminal Complexe, Mio-Pliocene, septentrional Sahara.

## جيوكيمياة ومعدنية تكوينات ومياه الطبقات المائية للمركب النهائي للحوض الشرقي للصحراء الشمالية الجزائرية

### ملخص

في الحوض الشرقي للصحراء الشمالية الجزائرية، يوجد نظام طبقتان مائيتان كبيرتان، المتداخل القاري ذو التكوينات الرملية والأكثر عمقا، والمركب النهائي الأقل عمقا، هذا الأخير يحتوي على طبقتان مائيتان متراكبتان، من الأسفل الى الأعلى نجد طبقة السينونوايوسان الكلسية يليها الميوليبوسان الرملي الطيني، مخزونات المياه الجوفية في هاذين النظامين ضخمة وهائلة، ولكن نوعيتها الفيزيوكيميائية تظل رديئة.

خلال الخمسين سنة الأخيرة، أصبحت دراسة هذه الموارد كما ونوعا تحديا حيويا وضروريا لحمايتها وعقانة تسييرها، ولهذا يمكن اعتبار عملنا هذا مساهمة في دراسة الجوانب المتعلقة بجيوكيميائية ومعدنية تكوينات ومياه الطبقة الرملية للميوليبوسان للحوض الشرقي للصحراء الشمالية الجزائرية وذلك بالبحث عن التداخلات مياه/صخور.

لقد سمح استعمال مقاربات متعددة ومختلفة في معالجة المعطيات الجيولوجية للمنطقة وفي تفسير نتائج التحاليل الفيزيوكيميائية للمياه بتحديد العلاقات بين كيميائية المياه والتكوينات الصخرية. تظهر النتائج المحصل عليها ان المياه، وخلال سريانها وفق المسار المعروف، تخترق تكوينات صخرية غنية بالمعادن التبخرية، مما يؤدي الى شحنها بالعناصر الكيميائية في نفس الوقت الذي تذيب فيه تلك التكوينات، وهذا ما أكدته منحنيات التطور التي أظهرت اغتناء المياه بالعناصر الكيميائية من المنبع (ورقلة) الى المصب (منطقة الشطوط)، هذه التكوينات الليتولوجية تتحكم كذلك في أنماط التراكم الكيميائية للمياه، ففي الواقع لم يتم تسجيل سوى الأنماط التبخرية (كلوري صوديومي أو كلسي أو مغنيزي، أو سولفاتي صوديومي أو كلسي أو مغنيزي).

تمكنا من خلال استعمال النموذج التيرموديناميكي فريكسي في حساب مؤشرات تشبع المياه بالمعادن المرجح تواجدها، وكذا نشاطات العناصر الكيميائية المتفاعلة، من استنتاج أن المعادن الكربونية هي الأكثر عرضة للترسب، فالمياه في حالة توازن وتتجه نحو التشبع بهذه المعادن، بينما تظل تحت التشبع بالمعادن التبخرية وتتجه نحو التوازن، ماعدا ملح الهاليت الذي تبقى المياه في حالة تحت التشبع منه طوال مسارها الجوفي.

تم كذلك تسجيل بعض الظواهر المغيرة للتراكيب الكيميائية للمياه خاصة في المناطق القريبة من المصب (منطقة الشطوط) حيث التواجد الكبير للتكوينات الطينية المعززة لها، فالمياه تغتني بالصوديوم والبوتاسيوم وتفتقر من الكالسيوم والمغنيزيوم في نفس الوقت، في حين تساهم مياه الامطار المتساقطة على السفوح الجنوبية لسلسلة الاطلس الصحراوي والتي تصل الى الطبقة المائية الجوفية عن طريق الرشح، في تغير التركيبة الكيميائية لهذه الأخيرة بالتخفيف من حدة تراكيز عناصرها الكيميائية.

الدراسة شملت أيضا بعض العناصر غير المرغوبة في المياه مثل الفلور والفسفات، الحديد والسيليس من خلال تطبيق نفس المقاربات، مما سمح لنا بتحديد تصرفات هذه العناصر وتطورها، والمعادن المرجح كونها المسؤولة عن تواجدها في المياه، بينما أستعمل السيليس الذائب ككاشف كيميائي لتبادلات محتملة للمياه بين الطبقة الاليانانية العميقة وطبقتنا محور الدراسة.

**الكلمات المفتاحية:** جيوكيمياة، معدنية، مركب نهائي، ميوليبوسان، صحراء شمالية.

---

# **Introduction générale**

---

## **Introduction générale**

Le Sahara algérien appartient à l'un des plus grands déserts dans le monde, son sous-sol recèle d'énormes réserves d'eaux souterraines, connues sous le nom du SASS, cette réserve est estimée à  $31.000.10^9 \text{ m}^3$ , mais malheureusement, ces quantités énormes en eaux douces posent de grands problèmes en matière de qualité, en fait, ces eaux sont fortement minéralisées et très dures du fait de leur long temps de résidence et de leur contact permanent avec des formations sédimentaires riches en évaporites et en carbonates, de ce fait, la compréhension des processus par lesquels ces eaux acquièrent leur composition chimique est devenu un enjeu important et vital pour la protection et la gestion de ces ressources. Dans le sud algérien, l'exploitation de ces réserves impressionnantes reste limitée du fait des problèmes liés aux difficultés d'accès aux aquifères ainsi qu'à la médiocrité de leur qualité physico-chimique. Le bassin oriental du Sahara septentrional algérien est particulièrement concerné par ces problèmes.

Les travaux antérieurs qui ont été abordés là-dessus, ont mis en évidence la forte salinité que présentent les eaux souterraines de cette région, surtout celles du Complexe Terminal, ces études ont porté sur la reconnaissance géologique (Bel et al, 1966 ; Busson, 1972 ; Fabre, 1976), et hydrogéologique (Cornet, 1964 ; Bel et al, 1969. Castany, 1982) du système aquifère du Complexe Terminal et du Continental Intercalaire du Sahara septentrional. Alors que d'autres, ont évalué les potentialités hydriques du système, tout en proposant, divers scénarios de son exploitation à moyen et à long terme (Unesco, 1972 ; Nesson, 1978 ; OSS, 2002, 2003a et b). L'âge des eaux, leur vitesse d'écoulement, ainsi que les mélanges éventuels dans le système, ont été déterminés à l'aide du traçage naturel isotopique (carbone-14, chlore-36, oxygène-18, deutérium, tritium, uranium), appliqué au système aquifère (CI et CT) du Sahara septentrional (Guendouz, 1985, Guendouz et al, 1992, Edmunds al, 2003, Guendouz et al, 2003, Guendouz et al, 2006, Abid et al, 2012, Hadj Ammar et al, 2014, Hadj Ammar et al, 2020). Cependant, les études, par l'outil isotopique, de Conrad et al (1970), Conrad et al (1972), Conrad et al (1975), Ould Baba Sy (2005), et Ould Baba Sy et al (2006) se sont focalisées sur les modalités de recharge et de paléorecharge, ainsi que l'estimation du temps de résidence des eaux de ce système (Abid et al, 2014). D'autres études ont porté sur la géothermométrie et la géochimie du Continental Intercalaire du système aquifère du Sahara septentrional algérien en utilisant des isotopes géothermomètres (Chaieb et al, 2014, Abdelali et al, 2020). Par ailleurs, l'approche statistique est devenu un outil indispensable dans l'étude des eaux du CI et CT de façon générale, elle donne la

première impression sur les comportements généraux des composant étudiés et les corrélations qui peuvent y exister, les méthodes d'analyses des données (ACP et CAH) ont été employé dans des récentes études, dont on cite celles de (Abid et al, 2012 ; Hadj Ammar et al, 2014 ; Bettahar et al, 2017 ; Sail et al, 2019).

Notre travail est une contribution à l'étude des aspects se rapportant à la géochimie des eaux et à la minéralogie des formations aquifères du Complexe Terminal du bassin oriental du Sahara septentrional algérien, du Sud (Ouargla) au Nord (Still) ; de l'amont vers l'aval (zones des chotts), selon l'axe présumé d'écoulement des eaux de la nappe. Nous limiterons néanmoins notre champ d'investigation à la nappe des sables du Mio-Pliocène du Complexe Terminal.

Afin de mener à bien ce travail, nous avons adopté une structure de mémoire contenant quatre chapitres :

Dans le premier, dit Généralités, on a présenté la situation géographique et le cadre physique de notre secteur d'étude, puis on a donné un aperçu sur le réseau hydrographique drainant la région et les différentes unités géomorphologiques fréquemment rencontrées dans les régions sahariennes, ensuite, une synthèse de données géologiques et hydrogéologiques y a été introduite.

Le second chapitre dit ; Méthodologie, expose les différentes méthodes et approches suivies pour reconnaître la géologie et la minéralogie des formations aquifères de la région, ensuite, celles suivies pour étudier l'évolution du chimisme des eaux en fonction de la lithologie le long du sens présumé d'écoulement des eaux de la nappe (reconnaissance géologique, méthodes d'analyses physico-chimiques des eaux, outil informatique).

Au niveau du troisième chapitre dit : Reconnaissance géologique et minéralogique, on a exposé les résultats obtenus à partir de la description des coupes géologiques, des diffractogrammes des rayons X et des lames minces afin d'exploiter le maximum de ces informations dans l'interprétation des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux pour bien déterminer l'interaction eau/roche.

Enfin, le quatrième et dernier chapitre a été consacré en premier lieu, à la présentation des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux, en les comparant au fur et à mesure avec des résultats des travaux antérieurs effectués dans le même sens, puis on a essayé de modeler

ces résultats par l'emploi de multiples approches ; statistiques, hydrochimiques, géochimiques et cartographiques afin de ressortir le maximum d'informations possibles et les interpréter en fonction des caractéristiques géologiques de la région.

---

# ***Chapitre I : Généralités***

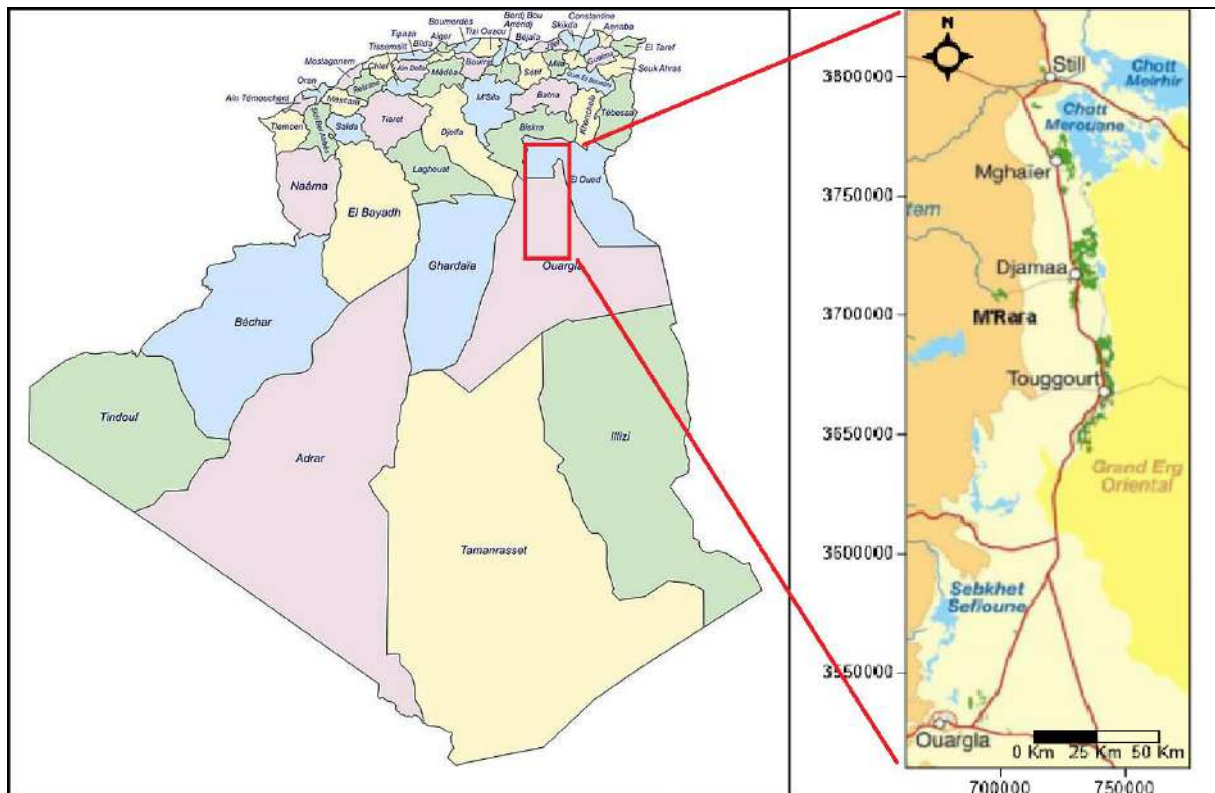
---

### I.1- Introduction

Ce chapitre représente des généralités sur notre région d'étude du point de vue hydrographique, climatologique, géomorphologique, géologique et hydrogéologique, en se basant sur des études et publications antérieures dans le sens de notre recherche.

### I.2- Contexte géographique de la région d'étude

Le Sahara septentrional algérien se situe dans le Sud-Est de l'Algérie (Figure I.1), limité au Nord par la chaîne montagneuse de l'Atlas saharien, au Sud par les wilayas de Tamanrasset et Illizi, au Nord-Ouest par la wilaya de Djelfa, à l'Ouest par la wilaya de Ghardaïa et à l'Est par la Tunisie et la Libye. Administrativement, il s'étend de la wilaya de Ouargla jusqu'à la wilaya d'El Oued.



**Figure I.1 : Délimitation de la zone d'étude**

### I.3- Régime climatique

Notre zone d'étude fait partie de la région Est du Sahara septentrional algérien, elle est caractérisée par un climat désertique aride avec des températures extrêmes en été (plus de 50 °C), (ONM, 2017).



Les précipitations annuelles sont faibles, à distribution très irrégulière dans le temps comme dans l'espace, et notablement inférieures aux évaporations potentielles annuelles qui y atteignent des valeurs considérables, telles caractéristiques du climat actuel ne peuvent guère expliquer les énormes réserves d'eaux souterraines, mais peuvent contribuer quand même à une certaine recharge s'il y a présence d'un nombre de conditions géologiques, climatiques et topographiques. Cette recharge reste toujours négligeable par rapport à l'exploitation excessive. En fait, seuls les oueds de l'atlas saharien qui dévalent à chott Melrhir et Merouane ont un effet sur la recharge de la nappe du Mio-Pliocène. (Ould Baba Sy, 2005).

#### **I.4- Réseau hydrographique**

L'hydrographie du Sahara septentrional algérien fondée sur les travaux des chercheurs fondateurs : Jean Dubief (1953) est reconsidérée il n'y a pas longtemps par des recherches universitaires effectuées par le géographe français Marc Côte (2005) montre que les oueds mythiques, Igharghar à partir du sud du Grand Erg Oriental, M'ya et Rhir à Ouargla n'existent plus. Parmi les oueds réels fonctionnels, on commence à mieux connaître ceux qui descendent de l'Atlas saharien avec leurs barrages et beaucoup moins bien ceux de la dorsale du M'zab. Des oueds réels fossiles viennent d'être découverts dans le Souf, à l'amont du Grand Erg Oriental. Les seules vraies rivières, pérennes, tel le grand drain, sont celles alimentées par les eaux de colature des oasis et des réseaux pluviaux des villes. (Ballais, 2010).

En effet, dans le Sahara septentrional, les précipitations sont non seulement rares, mais toujours très irrégulières. Ensuite, les conditions de l'écoulement y sont particulières (l'absence d'un écoulement permanent dans les oueds). (Dubief, 1953).

La basse vallée de Oued M'ya (Ouargla) et le canal de l'Oued Rhir (Touggourt, Djamaa, et Mghaier) et l'oued Ittel (still) où appartiennent les localités de notre zone d'étude, sont drainés par différents oueds, qui déposent leurs apports en eaux et en minéraux dans les chotts Melrhir et Merouane.

##### **I.4.1- Oued M'ya**

Ouargla, ou la basse vallée de l'Oued M'ya ne connaît pas de talweg attribuable à l'oued M'ya (Dubief, 1953), alors qu'il existe bien une vallée façonnée par ce dernier dans le Tademaït, mais elle disparaît dès la latitude de Ouargla où elle est remplacée par une

dépression irrégulière. Les crues de l'oued M'ya dans le Tademaït sont bien connues (Dubief, 1953) que la région a subi au printemps du 1985 (Ballais, 2010).

#### I.4.2- Oued Rhir

La dépression topographique de l'oued Rhir paraît bien trop immense (15 à 30 km de large (Busson, 1972) pour être constituée par une vallée, même celle d'un très grand cours d'eau.

#### I.4.3- Les oueds de la dorsale du M'zab

Des oueds drainent le versant des piedmonts Sud-Est de l'Atlas saharien à l'Est de la dorsale du M'Zab (Figure I.2), encore parfois fonctionnels, constitués de vallées orientées Ouest-Est qui se jettent dans deux vastes collecteurs, l'oued M'ya au sud et l'oued Rhir au nord jalonnés par une série de dépressions qui empêchent maintenant tout écoulement continu, (Ballais, 2010).

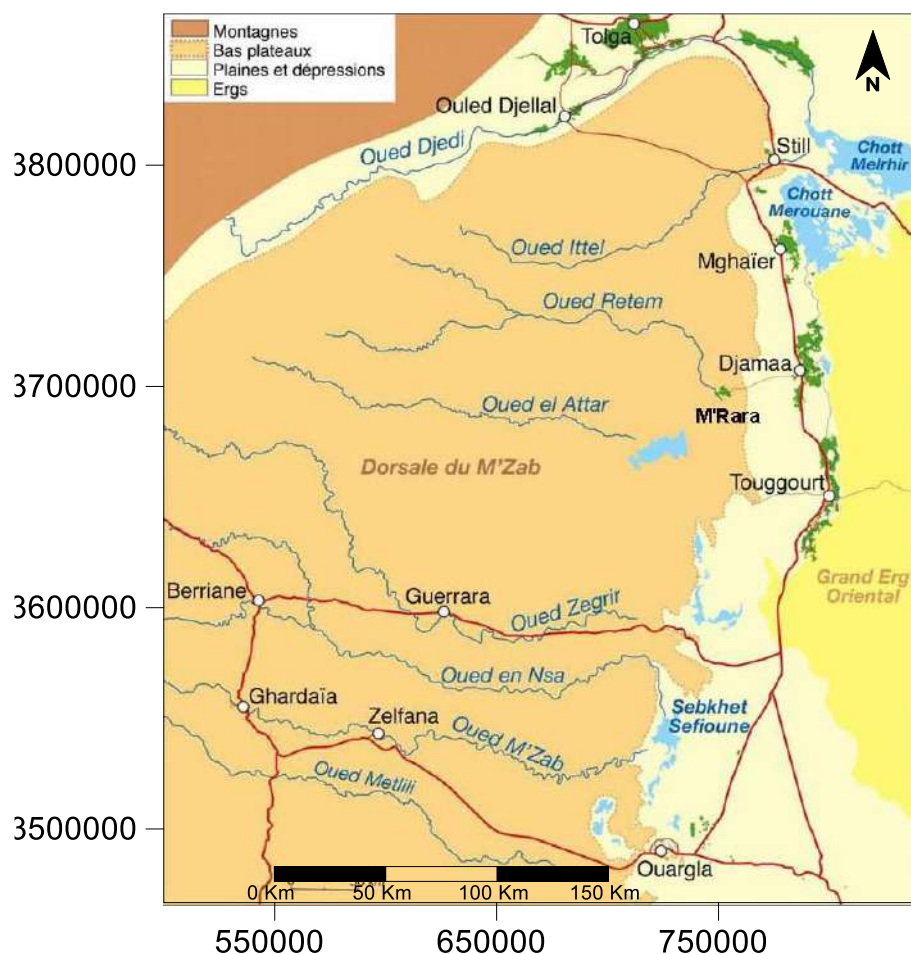


Figure I.2 : Réseau hydrographique dans la région d'étude (Ballais, 2010)

#### **I.4.3.1- Oued R'tem**

Parmi ces oueds, s'individualise l'oued R'tem (bassin versant d'environ 4500 km<sup>2</sup>). Cet oued a connu des crues en 1969, 1973 et octobre 1984 au moins. Il coule sensiblement de l'Ouest vers l'Est de la région de Mchibigue à 720m d'altitude, à la daïa de Hassi M'rara situé à la cote 100, qu'il gagne après être infléchi brusquement vers le Sud dans les derniers kms de son parcours. L'apparition plus ou moins d'anciens gouffres d'effondrement dans le lit majeur, révèle un endokarst dans les couches calcaires éocènes à M'rara. (Aissani et al, 2010. Kolli, 2012).

Il atteint une longueur de 196 km environ, en prenant comme tête l'Oued Berriche, L'Oued R'tem connaît souvent à l'occasion de pluies diluviennes des crues torrentielles durant lesquelles l'eau traverse les secteurs de M'rara avec une certaine violence, des structures ont été installées en amont de l'oued pour contenir la force des torrents, mais en vain puisque celles-ci n'ont pas résisté. (Dubief, 1953).

#### **I.4.3.2- Oued N'sa et M'zab**

Les deux Oueds N'sa et M'zab aboutissent à la cuvette de Ouargla, ils sont fonctionnels, ils peuvent avoir une ou deux crues par an et ils n'atteignent la cuvette que lorsque la crue est importante ; ils coulent donc de l'Ouest vers l'Est –Sud-Est jusqu'à sebkhet Safioune.

Les alluvions de Oued N'sa ferment la vallée au Nord de sebkhet Safioune, empêchant un écoulement vers l'aval. Cette fermeture s'est rompue dans sa partie Est et les eaux du lac ont pu s'échapper vers le Nord / Est ; en direction de Touggourt et Chott Melrhir. Celles de l'Oued M'zab atteignent sebkhet Safioune deux fois par siècle, alors que celles de l'Oued N'sa semblent plus fréquentes. (Côte, 2005).

#### **I.4.3.3- Oued Ittel**

Cet Oued prend son origine dans la région d'Elmengoub, le plateau d'El Djouf par 475m d'altitude. Il se jette dans le chott Merouane aux environs de la cote 20, après un parcours de 165km. (Dubief, 1953).

Il n'existe pas de poste pluviométrique dans ce bassin. Les observations d'écoulement sont pratiquement inexistantes, du moins à notre connaissance. Cet Oued coule assez

fréquemment et ses crues sont suffisamment violentes pour couper la voie ferrée Biskra-Touggourt.

#### **I.4.3.4- Oued El Attar**

Cet Oued prend son origine sous le nom d'Oued Bel Aroug dans la région de Ras Bel Aroug, vers 760m d'altitude. Il se perd après un parcours sensiblement Ouest-Est de 180km. Il est encore susceptible de couler, mais aucune de ces crues n'atteint plus son ancien niveau de base, le chott de Dziuoua. Aucune observation de crue précise n'est parvenue à notre connaissance. (Dubief, 1953).

### **I.5- Topographie et composition géomorphologique**

Sur le plan géomorphologique, le Sahara représente plusieurs paysages caractéristiques. Les oueds descendant les reliefs se perdent souvent dans des dépressions, se noient dans les ergs ou terminent leur course en mer. On peut aussi distinguer des plateaux sur lesquels s'érigent des reliefs (Hamdi Aissa, 2001).

**I.5.1- Les Hamadas :** Ce sont des plateaux rocheux à topographie très monotone, souvent plate à perte de vue, situés dans les régions Ouest du Sahara.

**I.5.2- Les Regs :** Ce sont des plaines de graviers et de fragments rocheux. Au Sahara, ils occupent des surfaces démesurées.

**I.5.3- Les accumulations sableuses :** Le sable est un élément essentiel du paysage saharien. Cependant, les dunes sont loin de recouvrir la totalité du Sahara, mais se localisent généralement dans de vastes régions ensablées appelées les ergs, les dunes peuvent avoir des formes différentes en fonction de la direction dominante du vent.

**I.5.4- Les Chotts et les Sebkhha :** Ce sont des dépressions qui se forment lorsque les eaux s'évaporent sous l'effet de la chaleur, des plaques de sels divers se déposent en surface formant suivant l'origine de leurs eaux (phréatiques ou superficielles) les chotts et les sebkhhas. Les sebkhhas sont apparues au cours d'une période humide antérieure, vraisemblablement le dernier grand épisode pluvial contemporain à la glaciation de Würm, (Dubief, 1963).

## **I.6- Cadre géologique**

Lorsqu'on aborde le Sahara par le Nord, on sera surpris par la rapidité avec laquelle on passe des montagnes et plateaux de l'Atlas saharien à la plate-forme désertique saharienne. Ce passage souligné par des affleurements de calcaires blancs sub-verticaux, correspond à l'accident sud-atlasique, qui est selon les endroits un pli, un pli-faille, ou une flexure. Au sud de cet accident qui va d'Agadir au Golfe de Gabès, s'étend le bouclier africain formé de roches éruptives et métamorphiques où se sont déposés plusieurs milliers de mètres de terrains sédimentaires allant du Cambrien au Quaternaire (Cornet, 1964). On y subdivise en deux (02) sous domaines : le bassin occidental et le bassin oriental, séparés par l'anticlinal du M'Zab. Notre zone d'étude s'inscrit dans cet immense bassin sédimentaire oriental occupant dès le Secondaire, l'emplacement de l'actuel Sahara septentrional (Gouscov, 1952).

### **I.6.1- Structure géologique du bassin oriental**

Le bassin oriental (Figure I.3) du Sahara, à couverture sédimentaire, d'âge paléozoïque au quaternaire récent, est nettement mieux connu que sa contre-partie occidentale, grâce aux recherches pétrolières. Il est limité à l'Ouest par la dorsale du M'zab et au Sud par les plateaux du Tadmait et du Tinrhert, se plonge vers l'est en Tunisie et en Libye. Il comporte à la base des sédiments Paléozoïques plissés, et pénéplaines par l'orogénèse hercynienne, surmontés en discordance par des sédiments variés (marins et continentaux) du Secondaire et du Tertiaire sur une épaisseur de 2000 mètres environ (Figure I.4). Le bassin oriental se présente également comme un vaste synclinal, ouvert vers le Nord. Dans sa moitié Sud, ce synclinal est traversé par un grand axe anticlinal Nord-Sud; siège de plusieurs gisements pétroliers. C'est le haut-fond d'Amguid-El Biod. Cet axe n'est plus apparent dans les formations du Mio-Pliocène; il y a même inversion de relief puisque l'axe de l'actuel synclinal Mio-Pliocène se superpose à l'ancien haut-fond. Dans le bassin du Sahara septentrional, une seconde zone haute a existé, du Cénomaniens au Mio-Pliocène, entre Hassi-Messaoud et la frontière tunisienne. Cette structure est orientée Est-Ouest ; elle sépare la fosse des chotts au nord, du reste du bassin. Il semble que cet axe joue un rôle important dans l'hydrogéologie de cette région.

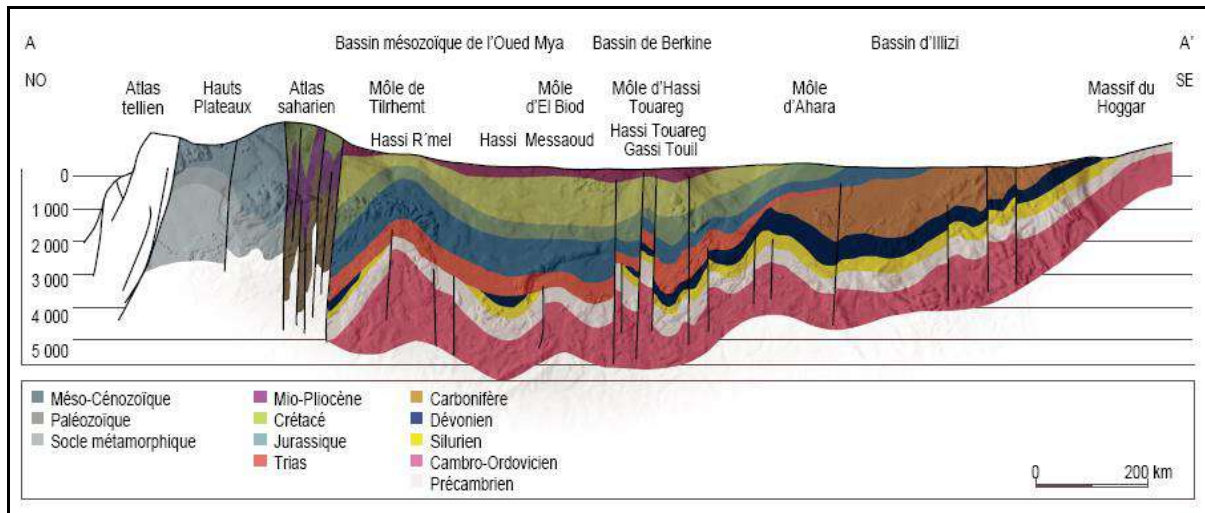
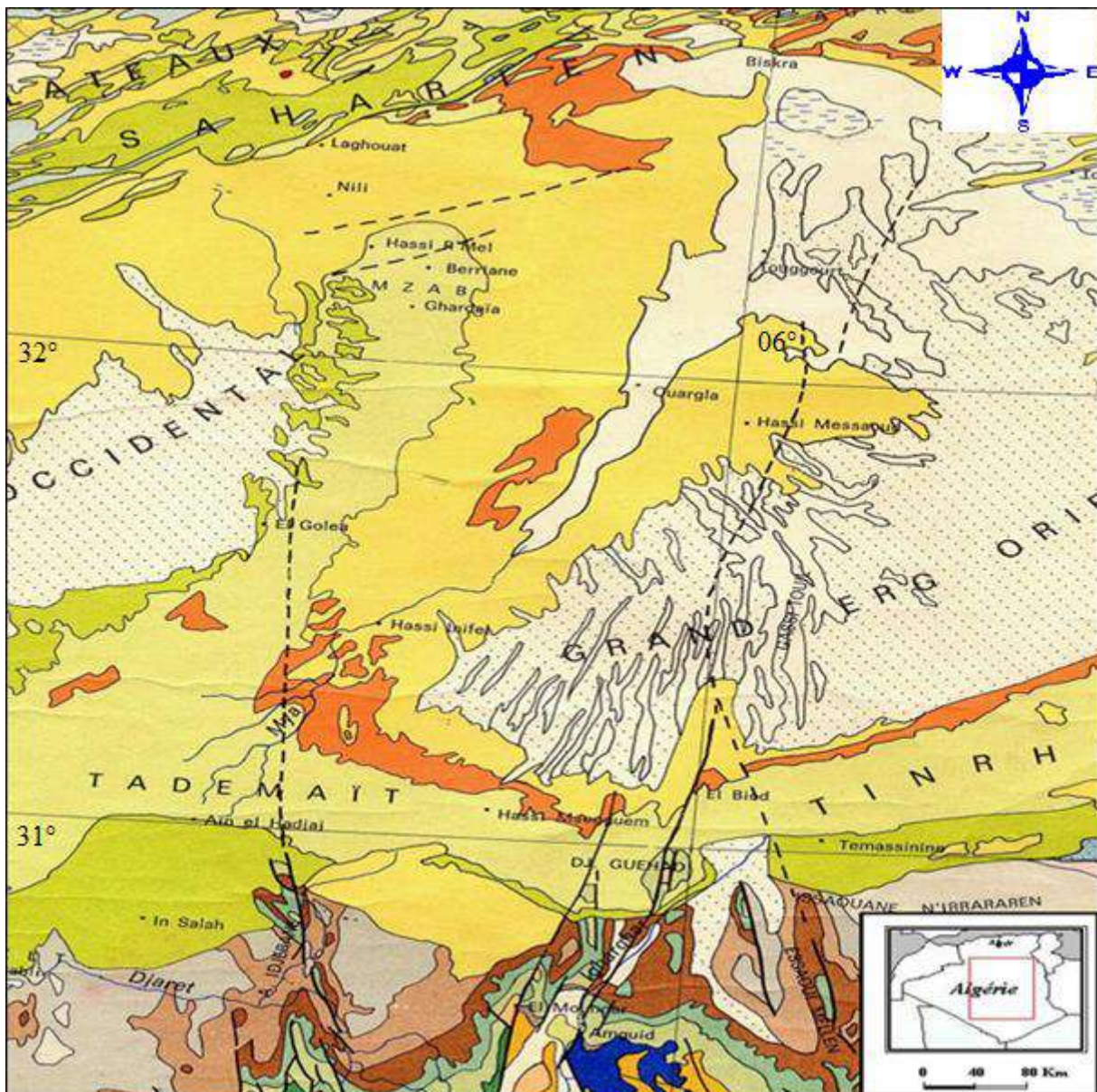


Figure I.3 : Coupe géostructurale transversale du Sahara algérien (WEC, 2007)



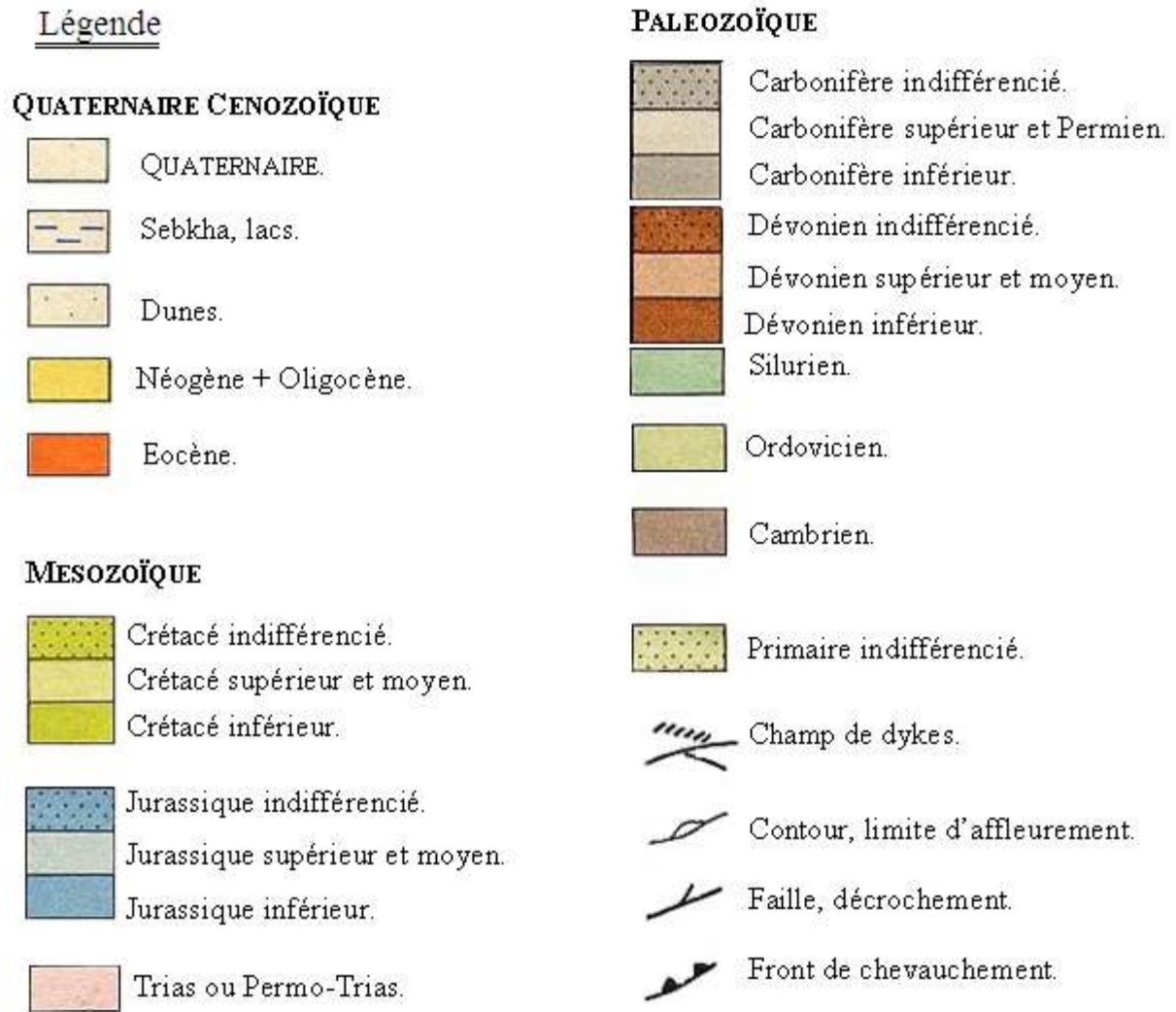


Figure I.4 : Carte géologique du Sahara oriental (Busson, 1972)

### I.6.2- Lithostratigraphie

La carte géologique ne fait apparaître qu'une couverture horizontale de terrains tertiaires, et de dépôts détritiques quaternaires. La lithostratigraphie est plus ou moins complète, elle n'est connue que grâce aux forages profonds d'exploration pétrolière et hydraulique (Figure I.5, 6).

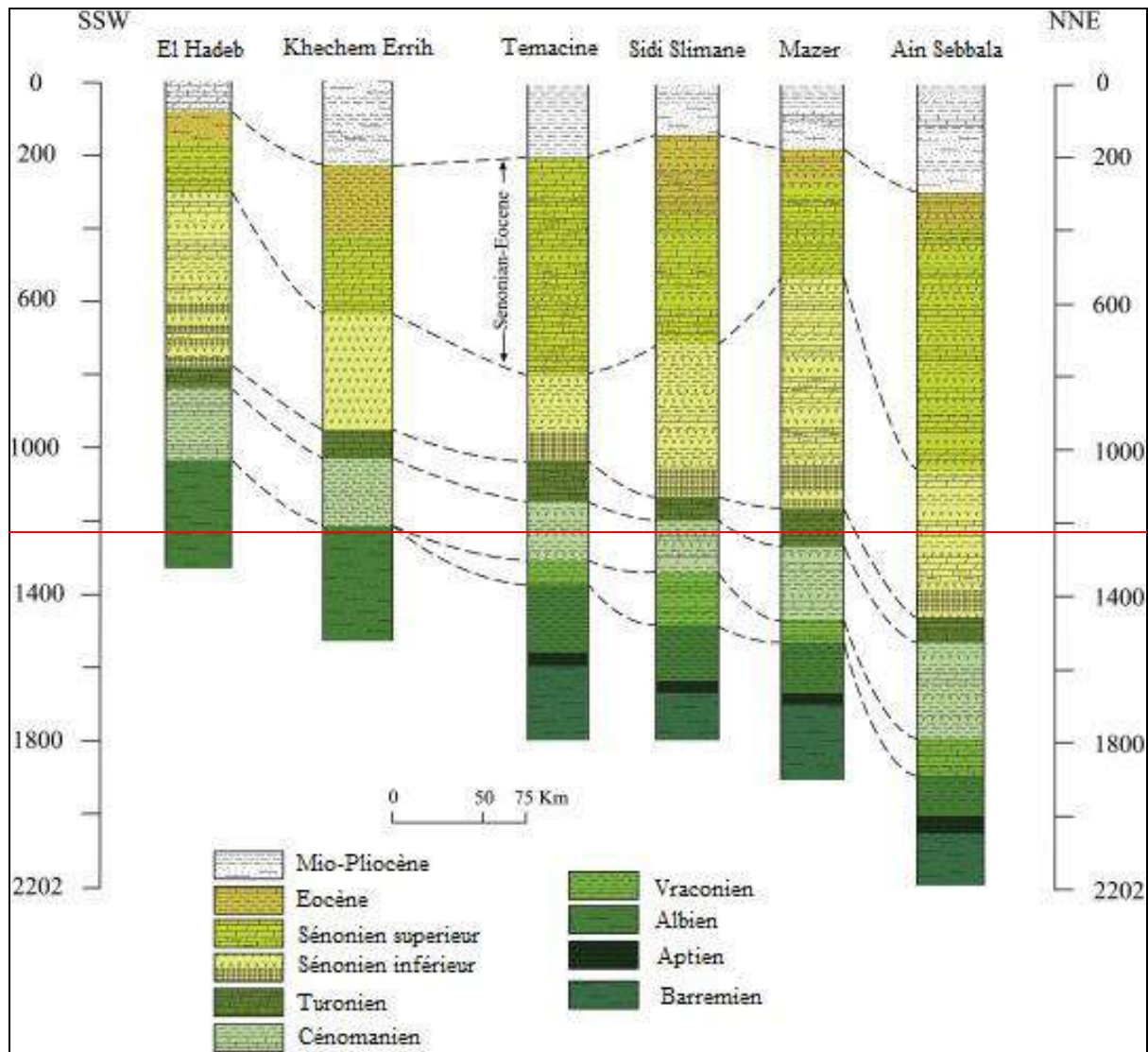


Figure I.5 : Corrélation stratigraphique entre quelques logs situant dans la zone d'études (Abdelali et al, 2020)

### I.6.2.1- L'Albien

Cet étage regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sus-jacent attribué au Cénomaniens. On remarque que le changement de régime sédimentaire et l'arrivée en masse des sédiments détritiques se sont produit entre le Néocomien et le Barrémien et au cours de l'Albien (Fabre, 1976).

### I.6.2.2- Le Vraconien

Le Vraconien est le terme de passage entre l'Albien sableux (sommet du Continental Intercalaire) et le Cénomaniens argilo-carbonaté (base du Complexe Terminal). Il est



représenté d'une alternance irrégulière de niveaux argileux pélitiques et dolomitiques, d'argiles sableuses. Il est difficile de reconnaître en forage, le Vraconien a souvent été interprété comme de l'Albien ou du Cénomaniens. (Fabre, 1976).

### **I.6.2.3- Le Cénomaniens**

Le Cénomaniens est constitué par une alternance de dolomies, de calcaires dolomitiques, d'argiles et d'anhydrite. Le passage du Vraconien au Cénomaniens est net : un faciès sableux franc, rapporté à l'Albien, est suivi par des argiles et des évaporites, rapportées au Cénomaniens. Dans d'autres forages, le passage est moins tranché : il existe un niveau de transition, rapporté au Vraconien. Il semble raisonnable, dans ce cas, de choisir comme limite supérieure du Vraconien l'apparition des évaporites et dolomies du Cénomaniens. La limite supérieure du Cénomaniens correspond à l'apparition des bancs calcaires ou dolomitiques massifs du Turonien ; elle est toujours nette. (Fabre, 1976).

### **I.6.2.4- Le Turonien**

Le Turonien consiste en une épaisse barre de calcaire et de dolomie, qui tranche nettement avec les évaporites et les argiles du Cénomaniens au-dessous et du Sénonien au-dessus. Il est, parmi toutes celles du bassin oriental du Sahara algérien, la formation sédimentaire la mieux caractérisée. D'une épaisseur allant de 25 à 70m environ, dans la région d'étude, le Turonien consiste en une épaisse barre de calcaire et de dolomie, qui tranche nettement avec les évaporites et les argiles du Cénomaniens au-dessous et du Sénonien au-dessus.

### **I.6.2.5- Le Sénonien, Il s'individualise en deux faciès :**

Le Sénonien inférieur (Sénonien salifère et anhydritique) à sédimentation lagunaire caractérisée par des formations argileuses et salifères à anhydrite, il est très peu perméable, (Busson, 1972).

Le Sénonien supérieur (Sénonien carbonaté) se présente par des formations carbonatées perméables.

**I.6.2.6- L'Éocène,** On distingue deux ensembles différents du point de vue lithologique, à la base :

L'Éocène carbonaté est formé essentiellement par des dolomies et des calcaires dolomitiques avec quelques intercalations de marnes, d'argile et même d'anhydrite et de sel. La puissance de cette formation varie entre 100 et 500 m, l'épaisseur maximum se situant dans la zone du bas Sahara.

Au sommet, l'Éocène évaporitique est formé par une alternance de calcaire, d'anhydrite et de marnes. Son épaisseur atteint une centaine de mètres sous les Chotts, (Bel et Cuhe, 1969).

**I.6.2.7- Le Mio-Plio-Quaternaire**

Le Tertiaire continental du Sahara peut être relativement épais (150 m). Il se présente sous forme d'un faciès sableux et argileux avec du gypse. Dans le bas Sahara, la sédimentation 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 quelques centaines de mètres. On y identifie, dans la région d'Oued Righ, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu (première et deuxième nappe d'Oued Righ). 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 et des chotts (Busson, 1972).

CHRONOSTRATIGRAPHIE		LITHOLOGIE	DESCRIPTION
TERTIAIRE			Sables et Grès
CRÉTACÉ	Sénonien		Calcaires et Argiles
	Turonien		Calcaires, Argiles et Marnes
	Cénomanién		Sables et Evaporites
	Albo-Aptien		Sables et Argiles
	Barrémo Néocomien		Argiles

Figure I.6 : Colonne stratigraphique du Sahara oriental algérien (WEC, 2007)

### I.6.3- Tectonique régionale

Au cours du Secondaire, le Sahara oriental algérien subissait des mouvements verticaux d'ensemble. Pendant que de véritables chaînes de montagnes se formaient plus au Nord, dans le géosynclinal de l'Atlas saharien, la zone saharienne tendait plutôt à un effondrement progressif de sa partie centrale, suivant un axe passant sensiblement par la vallée de l'Oued R'hir et par le tronçon supérieur de la vallée de l'Oued Mya (Fabre, 1976).

La géométrie actuelle des formations du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal du Sahara est caractérisée par l'absence des déformations tectoniques importantes.

La chaîne des Maghrébides qui a subi plusieurs phases orogéniques au Tertiaire, va avoir des contrecoups sur la plateforme saharienne :

- Les mouvements de l'Éocène moyen à supérieur, sont bien nets, la phase du Miocène inférieur qui succède et donne naissance au Tell et aux Aurès, (Fabre, 1976).
- Enfin, la phase plio-quaternaire qui s'insère avec les précédentes dans la phase alpine ; d'où l'apparition des fractures de direction Est-Ouest, formant la surrection du massif des Aurès et l'affaissement de la partie Sud « sillon sud Aurèsien », ces fractures régissent l'écoulement des eaux souterraines d'où la naissance des chotts tels que chott Merouane et chott Melghir. La flexure sud atlasique de direction Est-Ouest qui sépare deux domaines distincts, c'est ainsi qu'on peut avoir au Nord des points culminants « monts des Aurès » et au Sud les points les plus affaissés. (Fabre, 1976).

### I.6.4- Paléogéographie

Les caractéristiques paléogéographiques du Sahara oriental du Cénomaniens à la fin de l'Éocène sont donc :

- L'existence d'une plateforme très régulière sur laquelle les moindres variations du niveau de la mer provoquent des changements importants dans la sédimentation.
- L'existence d'une mer profonde dans le Bas Sahara actuel à partir de laquelle se produisent plusieurs transgressions, dont les plus importantes étant celles du Cénomaniens et du Sénonien supérieur.

- A la fin de l'Éocène et la régression définitive de la mer s'accompagne de bouleversements importants.
- L'érosion enlève une partie des calcaires du Sénonien et l'Éocène.
- Le régime marin est remplacé par un régime continental.

Cette reconstitution paléogéographique est tirée des travaux de Bel et Dermagne, 1966, elle s'applique à l'ensemble du Bas Sahara.

Pendant la première moitié de l'ère secondaire, la sédimentation dans tout le Sahara oriental a été de type continental. En effet, du Trias à l'Albien, se sont déposés des argiles, des sables et des évaporites d'origine éolienne ou fluviale. On note cependant, quelques rares incursions marines, en particulier en Jurassique et à l'Albien. Ces dépôts constituent « le continentale intercalaire » et contiennent la plus importante ressource aquifère du Sahara.

Durant la seconde moitié du secondaire, d'autres phénomènes se sont succédé :

- Au-dessous des grès continentaux albiens viennent en transgression les calcaires marins du Cénomaniens. Ces calcaires qui s'intercalent avec les argiles et les évaporites. Cette alternance est l'indice d'un régime marin peu profond, évoluant vers un régime lagunaire responsable du dépôt des évaporites et des argiles gypsifères.
- Au Turonien, le régime marin s'est stabilisé, permettant le dépôt d'une barre calcaire homogène, atteignant parfois plus de 100 mètres dans le Sahara oriental. La stabilisation du régime marin durant le Turonien n'est que temporaire.
- En effet, dès le début du Sénonien, se déposent en alternance de l'anhydrite, des argiles, des dolomies ainsi que quelques bancs calcaires. Le dépôt parfois d'un banc de sel massif à la base dans le Bas Sahara témoigne particulièrement du régime lagunaire qui s'était installé sur le Sahara oriental durant tout le Sénonien inférieur.
- Au Sénonien supérieur, le régime marin réapparaît une nouvelle fois déposant ainsi la seconde série calcaire. Cette transgression sénonienne semble moins importante que celle du Turonien. En effet, on note la présence de petites intercalations d'évaporites dans les calcaires sénoniens, ce qui n'est pas le cas des dépôts turoniens.

- Au début de l'Éocène inférieur, la mer recouvre toujours le Sahara oriental, c'est le dépôt des calcaires à Nummulites.
- Durant l'Éocène moyen et supérieur, les sédiments marins de l'Éocène inférieur sont peu à peu remplacé par des dépôts lagunaires où alternent les argiles, les évaporites et les calcaires. La faible extension de ce golfe marin localisé dans le Bas Sahara marque les dernières manifestations de la mer saharienne dont la disparition définitive se situe vers la fin de l'Éocène.
- À la fin de l'Éocène, le Sahara oriental se présente sous l'aspect d'une plateforme calcaire émergée qui sera exposée à l'érosion durant tout l'Oligocène.
- Au Mio-pliocène, suite à l'épirogenèse alpine, des sédiments argileux et sableux continentaux se déposent sur l'ensemble du Sahara oriental. Cette sédimentation continentale se poursuit durant le Quaternaire. C'est donc aux époques tertiaire et quaternaire que le Sahara oriental a pris la configuration que nous lui connaissons aujourd'hui.

### **I.7- Contexte hydrogéologique**

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS), (Figure I.6) s'étend sur une vaste zone dont les limites sont situées en Algérie, Tunisie et Lybie. Ce bassin renferme une série de couches aquifères qui ont été regroupées en deux réservoirs appelés : le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT).

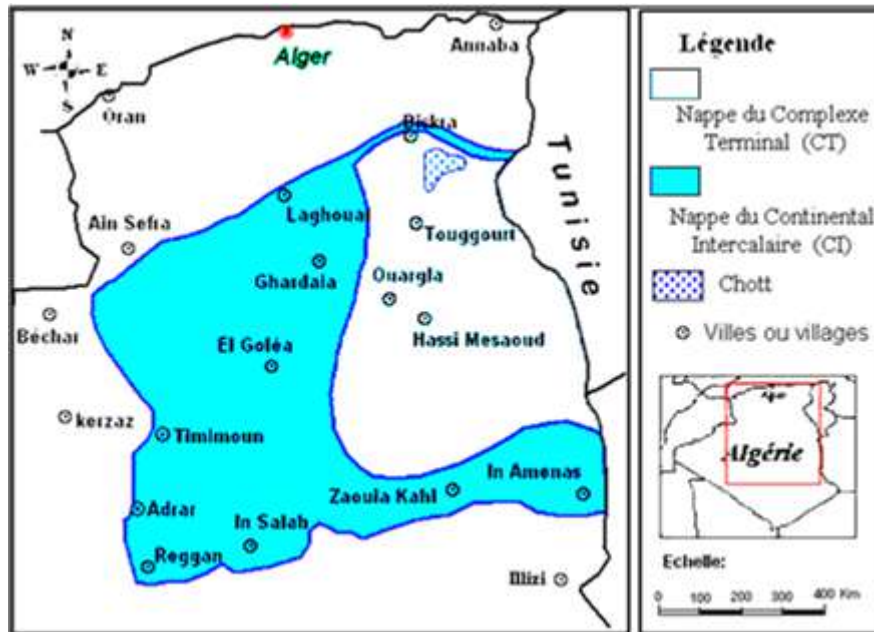
Le domaine du SASS couvre une superficie d'environ 1 000 000 km<sup>2</sup> dont 70 % se trouve en Algérie, 24 % en Lybie et 6 % en Tunisie, sa réserve est estimée à 31.000×10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> (Ould Baba Sy, 2005). Il s'étend du Nord au Sud, depuis l'Atlas saharien jusqu'aux affleurements de Tidikelt et du rebord méridional de Tinrhert et d'Ouest en Est depuis la vallée de Guir-Saoura jusqu'au graben d'Hun en Lybie. En Algérie, ce système aquifère couvre une surface de 700 000 Km<sup>2</sup>, et est d'une épaisseur de 4000 à 5000 mètres environ (Cornet, 1964). Nous rappelons ci-dessous les définitions des aquifères du "CI" et du "CT".

Le terme "Continental Intercalaire" désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins :

- En base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne.

- Au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomaniennne.

Le "Complexe Terminal" est un ensemble assez peu homogène incluant des formations carbonatées du Crétacé supérieur et des épisodes détritiques du Tertiaire, principalement du Miocène (Busson, 1972), (Fabre, 1976).



**Figure I.7 : Délimitation géographique du système aquifère CI et CT (UNESCO, 1972)**

### I.7.1- Le Continental Intercalaire (CI)

Selon Kilian, (1931), le « Continental Intercalaire » désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne, alors qu'au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultant de la transgression cénomaniennne. (Busson, 1972; Fabre, 1976). Il occupe les formations sableuses et argilo gréseuses du Néocomien, Barrémien, Aptien, et de l'Albien (Cornet, 1964, Gouscov, 1952). L'aquifère est continu du Nord au Sud, depuis l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar, et d'Ouest en Est, depuis la vallée du Guir et de la Saoura jusqu'au désert libyen. Le débit d'alimentation du Continental intercalaire provenant du piémont de l'Atlas saharien est de  $7.7 \text{ m}^3/\text{s}$ , (Ould Baba Sy, 2005; Ould Baba Sy, et al, 2006). Ce débit entre dans l'intervalle des estimations recueillies dans les études antérieures qui le situent entre  $4 \text{ m}^3/\text{s}$  (Cornet, 1964) et  $8.5 \text{ m}^3/\text{s}$  (Margat, 1990).

La carte piézométrique de référence du Continental Intercalaire (Figure I.8), établie, à l'état stationnaire (peu ou pas influencée par les pompages), sur la base des études antérieures (Cornet, 1964, UNESCO, 1972, Pallas, 1978), met en évidence les zones d'alimentation suivantes (Ould Baba Sy, 2005) :

- Piémont sud atlasique au Nord-Ouest ;
- Tinrhert au Sud ;
- Dahar à l'Est ;
- Jebel Nafusa au Nord-est ;
- Jebel Hassawna au Sud, où la nappe du Cambro-Ordovicien est drainée vers le Nord par la nappe du Continental Intercalaire.

Les zones d'exutoire sont :

- Les foggaras du Touat-Gourara et du Tidikelt ;
- L'exutoire tunisien marqué par la faille d'El-Hamma ;
- L'exutoire libyen au niveau d'AinTawargha.

Les failles de la dorsale d'Amguid (Figure I.7) sont à l'origine d'un drainage verticale, préalablement signalé, des eaux du CI vers la nappe du CT (Guendouz, 1985; Guendouz et al, 1992; Moulla et al, 2002; Edmunds et al, 2003; Guendouz et al, 2003; Guendouz et al, 2006).

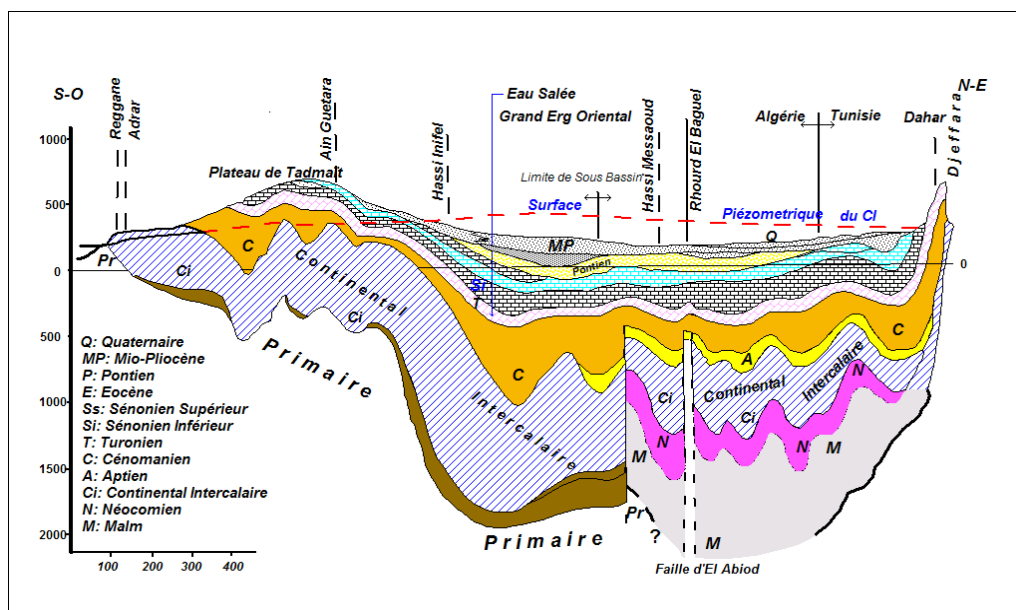


Figure I.8 : Coupe hydrogéologique de SASS (UNESCO, 1972)

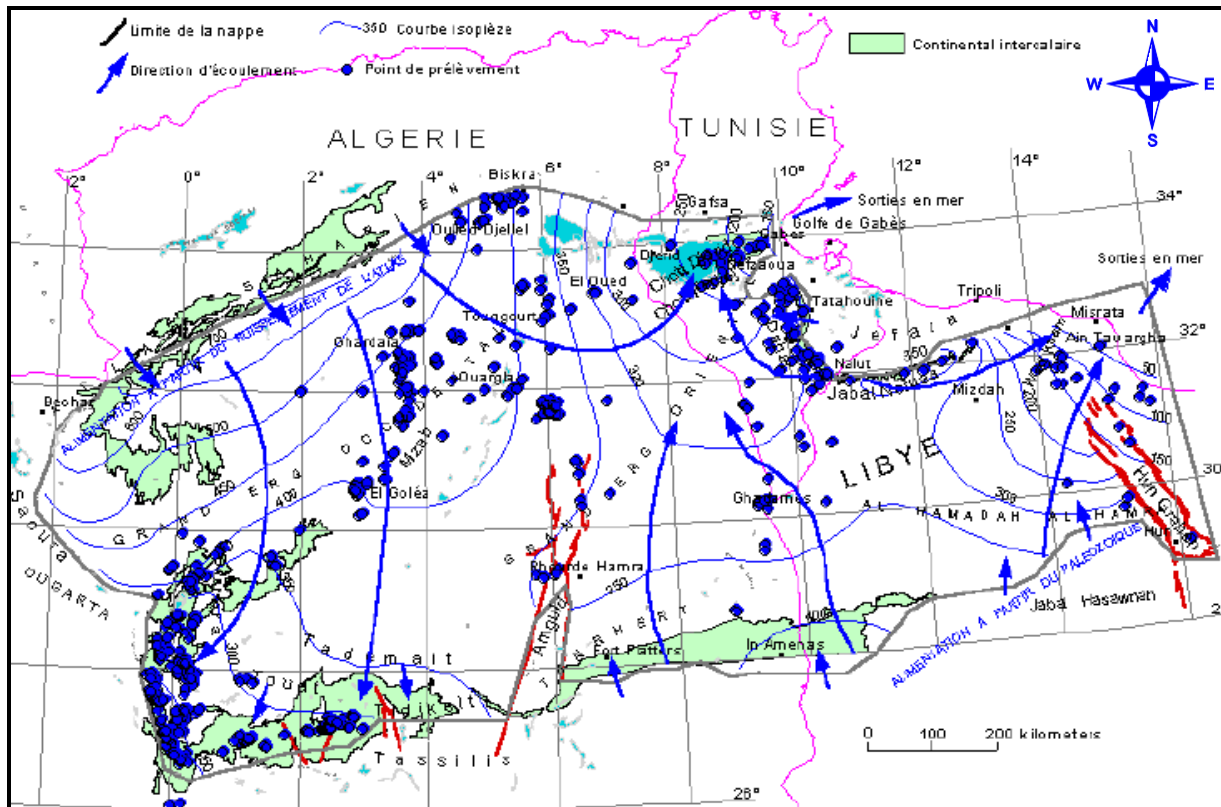


Figure I.9 : Carte piézométrique de référence du CI (OSS, 2003)

### I.7.2- Le Complexe Terminal (CT)

Il est noté dans l'étude OSS (2003 b) que classiquement, et selon la définition de Killian (1931), le terme "Continental Terminal" désignait les formations continentales, sableuses et argileuses du Mio-Pliocène. Mais d'après Bel et Dermagne (1966) : *"La nappe du Continental Terminal contenue dans les sables du Mio-Pliocène et 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"*. C'est avec le projet ERESS que l'on verra apparaître la notion du "Complexe Terminal", appellation publiée pour la première fois par Bel et Cuhe (1969).

Le terme de "nappe du Complexe Terminal" qui regroupe 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, Éocène et Mio-Pliocène sont évidente sur l'ensemble du bassin, à l'exception de la région des chotts où l'Éocène moyen et supérieur imperméable vient s'intercaler.

La nappe turonienne est plus individualisée par suite de la couverture imperméable du Sénonien inférieur. Cependant, ses niveaux concordent avec ceux du Sénonien ou du Mio-Pliocène sur la bordure du bassin.

Le système aquifère du "Complexe Terminal" couvre la majeure partie du bassin oriental du Sahara septentrional sur environ 350 000 km<sup>2</sup>.

La profondeur du "CT" est comprise entre 100 et 600 m et sa puissance moyenne est de l'ordre de 300 m.

Le "Complexe Terminal" affleure aux endroits suivants :

- Au Nord, dans le sillon des chotts algéro-tunisien.
- À l'Est, le long du flanc oriental du Dahar.
- À Sud, sur les plateaux de Tinrhert et de Tademaït.
- À l'Ouest, sur la dorsale du M'zab.

Comme pour le "CI", la construction de la carte piézométrique du "CT" est le résultat de l'accumulation des contributions successives élaborées depuis quarante ans, depuis la publication par Cornet, (1964) de la première carte piézométrique couvrant tout le Continental Terminal du Sahara. Parmi les contributions les plus significatives, on peut citer notamment Bel et Cuhe, (1969) et le projet ERESS, (1972). L'ensemble de ces travaux a permis de dresser une carte piézométrique initiale ou encore peu influencée par pompage, à l'échelle du bassin du Sahara Septentrional. Cette piézométrie a concerné les formations calcaires sénoniennes et éocènes ainsi que les sables du Pontien (Oued Righ et Djérid) assez souvent en relais hydrogéologiques. Elle se raccorde parfaitement et permet d'avoir la continuité de l'écoulement souterrain en passant d'une zone à l'autre (OSS, 2003). L'examen de la carte piézométrique (Figure I.11) met en évidence les zones d'alimentation, à savoir :

- L'Atlas Saharien du Nord-ouest.
- Le Dahar à l'Est.
- Le Tinrhert au Sud.
- Le Jebel Nafusa au Nord-Est

Les zones d'exutoire sont principalement centrées sur les Chotts algéro-tunisien et sur le Golfe de Syrte.

L'écoulement de cette nappe se produit (Figure I.11) :

- À partir de la dorsale du M'zab, où l'ensemble de l'écoulement converge vers les zones des chotts (c'est-à-dire qu'il se renverse et s'effectue du Sud vers le Nord sous le Grand Erg Oriental).
- Dans le sens Ouest-est, où les eaux en provenance de l'Atlas saharien convergent vers la zone des chotts.
- Dans le sens Sud-Nord, du plateau du Tinrhert vers la zone des chotts et le golfe de Syrte.

Le concept de recharge ainsi que ses conditions sont adoptables pour tous les aquifères du SASS, de ce fait, le CT doit obéir aux mêmes conditions.

Certains auteurs pensent que les eaux des nappes du Sahara sont fossiles (Burdon, 1977 ; Margat & Saad, 1982 et 1984 ; Margat, 1990) in Ould Baba Sy, (2005), c'est-à-dire qu'elles se sont infiltrées et accumulées au cours des temps géologiques. Leur alimentation s'est poursuivie au cours des périodes pluvieuses du Quaternaire par infiltration sur les affleurements des couches perméables jusqu'à débordement de ces derniers, et que le niveau actuel des nappes traduit le résultat d'un tarissement pur depuis l'Holocène (Ould Baba Sy, 2005), (Hadj Ammar et al, 2020). Pour d'autres par contre, il existe une recharge actuelle des nappes sahariennes. Cette alimentation se manifeste lorsque certaines conditions climatiques, topographiques et géologiques sont réunies (Dubief, 1953).

Les précipitations exceptionnelles associées à certaines conditions de surface spécifiques (sols à grains grossiers) peuvent être particulièrement génératrices de recharges (Ould Baba Sy, 2005). L'alimentation des nappes du Sahara septentrional par exemple se manifeste sur les bordures Nord du bassin lorsque trois conditions sont réunies :

- Des précipitations suffisantes.
- Un relief relativement accentué pour produire un ruissellement dans les oueds.
- L'affleurement de formations perméable appartenant à un des systèmes aquifère ou en relation directe avec un des aquifère sahariens (Dubief, 1953).

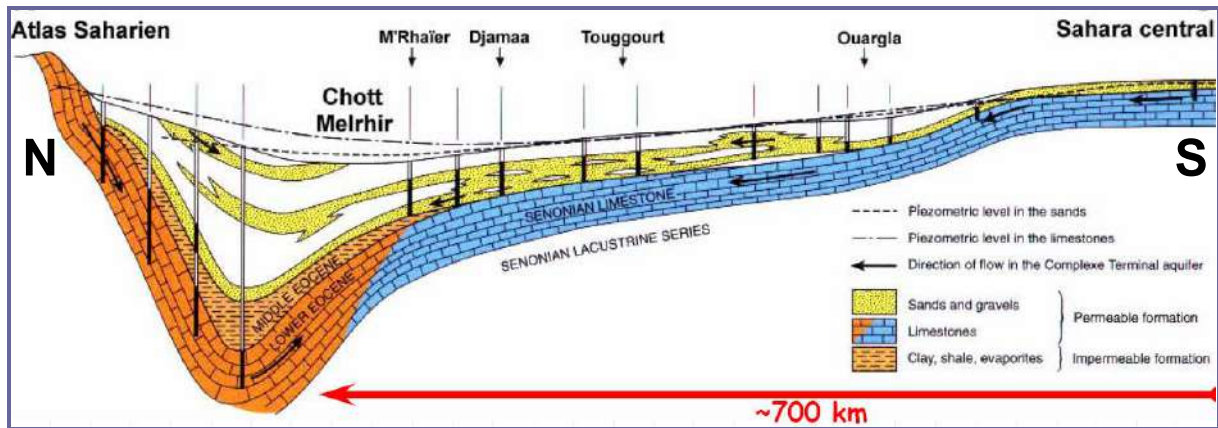


Figure I.10 : Coupe hydrogéologique transversale du CT (UNESCO, 1972) modifiée par Edmunds et al, 1997)

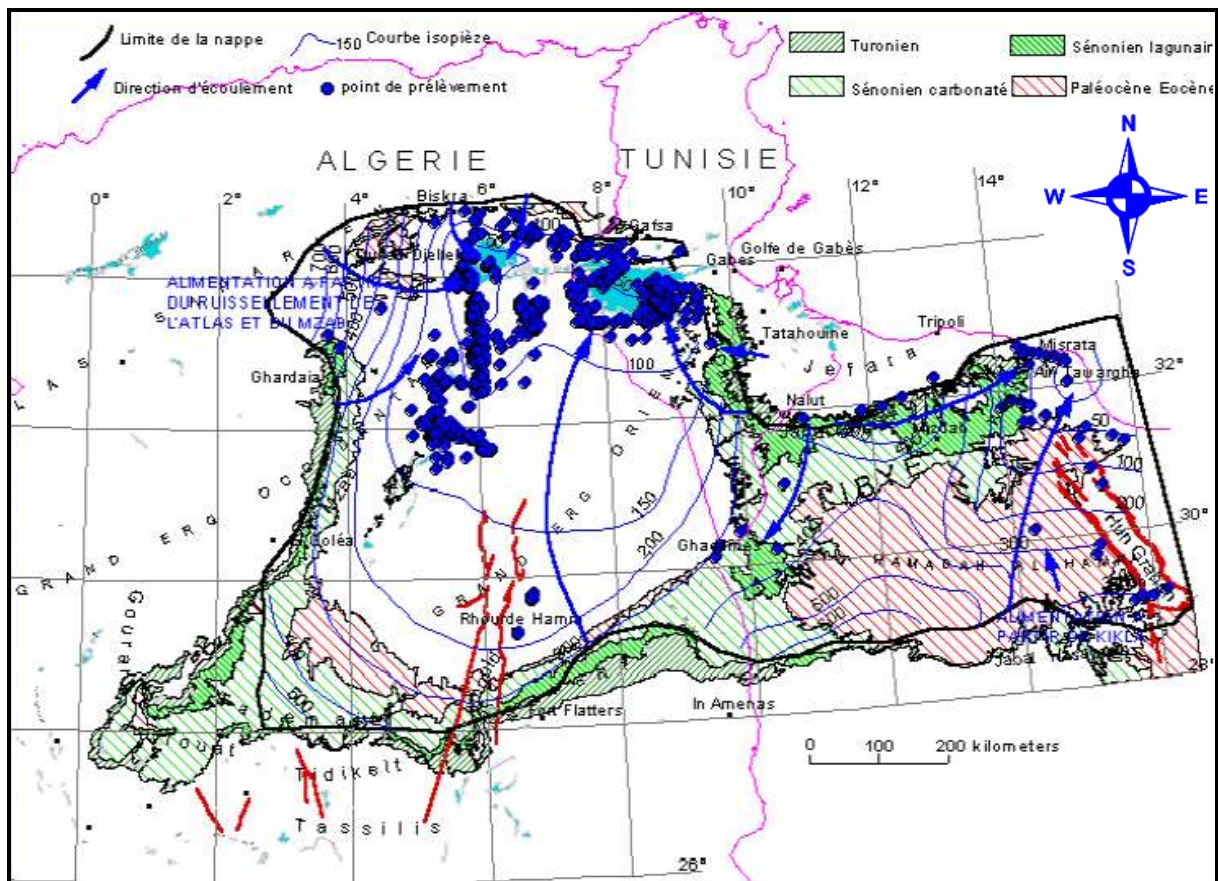


Figure I.11 : Carte piézométrique de référence du CT (OSS, 2003)

I.8- Conclusion

Notre zone d'étude faite partie de la région Est du Sahara septentrional algérien, elle est caractérisée par un climat désertique aride avec des températures extrêmes en été (plus de 50 °C). Les précipitations annuelles sont faibles et notablement inférieures aux évaporations

potentielles annuelles qui y atteint des valeurs considérables, telles caractéristiques du climat actuel ne peuvent expliquer les énormes réserves d'eaux souterraines, mais peuvent contribuer quand même à une certaine recharge s'il y a présence d'un nombre de conditions géologiques, climatiques et topographiques. Cette recharge reste toujours négligeable par rapport à l'exploitation excessive.

D'un climat aride, notre zone d'étude, et comme la totalité du Sahara, se caractérise par une topographie relativement plane, et d'un paysage saharien caractérisé par les dunes de sable, les regs, les hamadas et les chotts et sebkhas.

Géologiquement, notre zone est formée de deux unités structurales ; le socle précambrien composé de roches éruptives et métamorphiques, surmonté par des milliers de mètres de couches sédimentaires allant du Cambrien jusqu'au Quaternaire. Trois formations géologiques contiennent les nappes d'eau du SASS ; l'Albien gréseux et sableux (CI), le Sénonien lagunaire et carbonaté et le Mio-Pliocène sableux et argileux, ces formations ainsi que tout le bassin sédimentaire du Sahara Est septentrional sont caractérisées par l'absence de déformations tectoniques importantes.

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) regroupe deux énormes réservoirs d'eaux souterraines ; le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT). Ce dernier s'étale sur une surface de 350 000 km<sup>2</sup> et couvre la majeure partie du bassin oriental du Sahara septentrional, sa puissance moyenne est de 300 m environ.

---

# ***Chapitre II :*** ***Méthodologie***

---

## **II.1- Introduction**

Dans ce deuxième chapitre, nous allons présenter les étapes de notre travail commençant par la reconnaissance géologique et lithologique de la région d'étude par l'élaboration des coupes lithostratigraphiques et l'analyse de quelques échantillons par diffractométrie des rayons X et la fabrication de quelques lames minces, puis les analyses physicochimiques des eaux effectuées sur les 141 échantillons prélevés des forages mio-pliocènes (nappe de sable) le long de la zone d'étude et suivant le sens présumé d'écoulement des eaux de cette nappe. Des programmes informatiques (logiciels) vont être employés pour modélisations : graphique, cartographique, statistique et géochimique, des paramètres physicochimiques et en tirer des renseignements particuliers. Par ailleurs, des concepts utilisés dans la modélisation géochimique des eaux nécessitent d'être brièvement présentés.

## **II.2- Traitement des données géologiques**

Au niveau de cette partie, nous allons nous baser essentiellement sur le traitement des données des différents forages réalisés soit par la société nationale SONATRACH dans le cadre de l'exploitation des réserves en hydrocarbures, ou bien les forages d'eau réalisés par l'agence nationale des ressources hydriques (ANRH) dont le but d'établir des coupes géologiques descriptives de la lithologie des aquifères de toute la zone d'étude.

## **II.3- Échantillons pour analyse par diffraction X**

Huit (8) échantillons ont été prélevés dans des différentes régions couvrant toute la zone d'étude sur les affleurements mio-pliocènes, les points d'échantillonnage se situent dans les mêmes régions où les échantillons d'eaux ont été prélevés (Ouargla, Touggourt, Djamaa, Meghaier, Oum Thiour et Still). Ces échantillons ont été prélevés à 30 cm de profondeur, séchés et broyés puis analysés par diffractomètre de rayons X.

Les corps cristallins peuvent être considérés comme des assemblages de plans réticulaires plus ou moins denses. Les plans contiennent les atomes : certains plans contiennent bien plus d'atomes que d'autres en fonction de la formule chimique du minéral. Ces plans réticulaires sont séparés par des distances caractéristiques ( $d$ ) selon la nature du cristal ou du minéral considéré. Trois ou quatre distances réticulaires bien choisies permettent une reconstitution du réseau cristallin du minéral.

Les rayons X, comme toutes les ondes électromagnétiques, provoquent un déplacement du nuage électronique par rapport au noyau dans les atomes ; ces oscillations induites provoquent une réémission d'ondes électromagnétiques de même fréquence ; ce phénomène est appelé diffusion Rayleigh.

La longueur d'onde des rayons X étant de l'ordre de grandeur des distances interatomiques (quelque angström), les interférences des rayons diffusés vont être alternativement constructives ou destructives. Selon la direction de l'espace, on va donc avoir un flux important de photons X, ou au contraire très faible ; ces variations selon les directions forment le phénomène de diffraction X.

#### **II.4- Échantillons pour confection des lames minces**

L'échantillonnage s'est effectué au niveau des affleurements mio-pliocènes d'El Khafdj (cuvette de Ouargla), les échantillons prélevés sont de nature friable et peu compact, parfois durs, les grès à ciment gypseux sont très durs et ils ne présentent aucune difficulté, c'est les grès friables qui présentent des contraintes pour la préparation des lames minces.

##### **II.4.1- Confection**

La lame mince est un moyen indispensable pour connaître la morphoscopie et les minéraux qui forment une roche, sa préparation passe par plusieurs étapes commençant par l'échantillonnage et se terminant par la rectification.

##### **II.4.2- Préparation des sucres**

Pour transformer une roche à une lame mince, il faut d'abord la couper sous forme rectangulaire (sucre) de dimensions de 3x2 cm à l'aide d'une meule spécialement faite pour couper les roches. La face qu'on colle sur la lame de verre doit être bien poncée, et si notre échantillon est friable, nous collons ses grains en utilisant une colle spéciale (Baume du Canada), cette colle doit être bien chauffée avant de l'utiliser, après que notre échantillon soit refroidi, on le ponce jusqu'à l'obtention d'une surface très lisse sur une surface de verre à l'aide d'un abrasif, on a bien aimé faire ce travail en utilisant la ponceuse.

**II.4.3- Collage :**

C'est une étape critique, il faut bien chauffer la colle (Baume du Canada) directement sur le sucre et on place la lame en faisant sortir toutes les bulles d'air, après on écrit le numéro d'échantillon sur la lame et on laisse le tout se refroidir.

**II.4.4- Ponçage :**

En utilisant de différents types d'abrasif (selon la dimension des grains), on polit le sucre commençant par le 320, puis le 400, 600 et on finit par le 800, 800 est l'abrasif le plus fin, on l'utilise à la phase finale du travail, ainsi on obtient une lame mince prête à observer par microscope polarisant.

**II.5- Échantillons d'eaux**

Cent quarante et un (141) échantillons d'eau (Figure II.1) de la nappe des sables du Mio-Pliocène ont été prélevés dans des bouteilles en polyéthylène de volume de 1500 ml, les flacons ont été bien rincés à l'eau du forage lui-même, et égouttés puis remplies par l'eau à analyser. Ils ont été transportés au laboratoire puis conservés à 4 °C (Rodier, 2009).

L'emplacement des points échantillonnés couvre une étendue d'environ de 350 km allant de Ouargla jusqu'aux zones d'exutoire de la nappe (chott Merouane et Melghigh) et sont répartis sur trois régions administratives (Ouargla, Touggourt et El Oued) selon la direction d'écoulement des eaux (Sud/Nord).



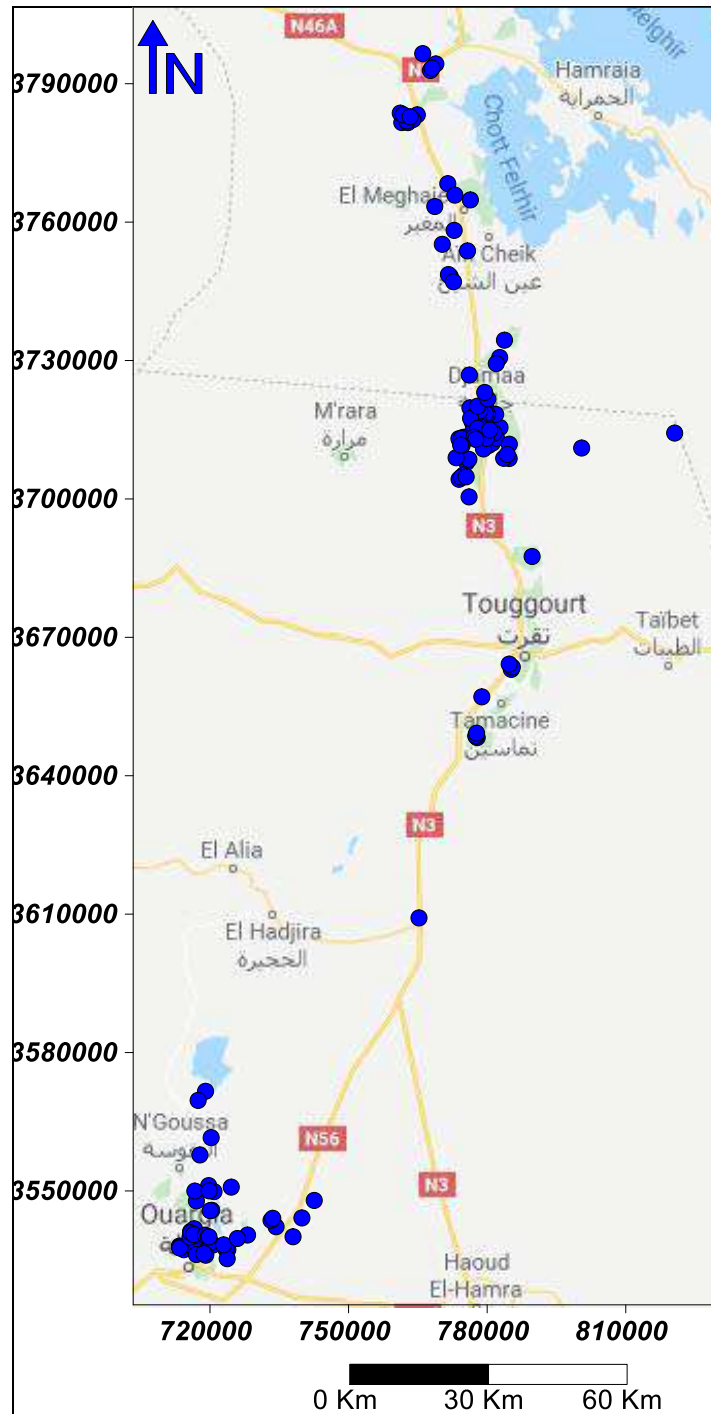


Figure II.1 : Carte des emplacements des points d'échantillonnage d'eau

### II.5.1- Mesures In Situ

Les paramètres physico-chimiques suivants : le potentiel d'hydrogène (pH), la température (T°) et la Conductivité électrique (CE) ont été mesurés *in situ*, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon.

### II.5.1.1- Le pH et T°

Ces paramètres ont été mesurés à l'aide d'un pH mètre de terrain de marque Hanna, réf : HI 9025. Affichage simultané du pH et de la température. De gammes : pH : 0→ 14 ; T° :0→ 100°C.

### II.5.1.2- La conductivité électrique (CE)

Ce paramètre a été déterminé à l'aide d'un Conductivimètre type CD 4301 de gammes de mesure : 0-199,9µS, 0,2-1,999mS et 2-19,99mS. La compensation de la température d'utilisation est automatique de 0° à 50°C.

## II.5.2- Analyses au laboratoire

Les analyses des paramètres physico-chimiques des eaux ont été effectuées au laboratoire d'analyses physico-chimiques et de corrosion de la SONATRACH, direction régionale de Haoud Berkaoui (Ouargla), et au laboratoire de l'ANRH de Ouargla.

### II.5.2.1- Par spectrophotométrie

Les sulfates, les nitrates, les nitrites, le fer total, le fluor et les orthophosphates et la silice ont été dosés par un spectrophotomètre type DR2000, marque HACH, avec des réactifs en gélules :

Élément chimique	Longueur d'onde
Les sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ )	450 nm
Les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ )	500 nm
Les nitrites ( $\text{NO}_2^-$ )	507 nm
Le fer total (Fe)	510 nm
Le fluor ( $\text{F}^-$ )	580 nm
Les phosphates ( $\text{PO}_4^{3-}$ )	400 nm
La silice ( $\text{SiO}_2$ )	710 nm

### II.5.2.2- Par photométrie de flamme

Le sodium  $\text{Na}^+$ , et le potassium  $\text{K}^+$  : sont analysés par un photomètre à flamme, de marque JENWAY. Photomètres de flamme Modèle IC9223, de précision : < 0.2 ppms, les réactifs sont des solutions étalons de chaque élément.

### II.5.2.3- Par titrimétrie

Les Chlorures  $\text{Cl}^-$ , les bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$ , ainsi que le calcium  $\text{Ca}^{2+}$  ont été dosés par titrimétrie (Rodier, 2009).

- Les chlorures  $\text{Cl}^-$ , selon la méthode de MOHR (Rodier, 2009), basée sur le titrage d'un volume d'eau avec une solution de nitrates d'argent  $\text{AgNO}_3$  concentrée en présence de l'indicateur Chromates de potassium ( $\text{K}_2\text{CrO}_4$ ), jusqu'au virage de la coloration du jaune au rouge brique et le début du dépôt d'un précipité rouge.
- Les carbonates  $\text{CO}_3^{2-}$  et les bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$ , par ajustement de pH à 4,4 par l'acide sulfurique ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) en maintenant la température de l'eau à analyser à 25°C. Il est à noter que  $\text{CO}_3^{2-}$  n'existe pas, car le pH est toujours compris entre 4,4 à 8,3 dans tous les échantillons.
- Le calcium  $\text{Ca}^{2+}$ , par ajout d'un volume de solution d'hydroxyde de sodium (NaOH), avec une pincée de calcone carboxylique comme indicateur, puis titrage avec une solution d'EDTA jusqu'au virage de la coloration vers le bleu.

### II.5.2.4- Par complexométrie

La dureté totale a été déterminée par complexométrie, en utilisant l'EDTA magnésien comme réactif et le noir Eriochrome comme indicateur coloré. Ce dosage représente la mesure de la dureté de l'eau (TH) en degré français, avec  $\text{TH} (^\circ\text{F}) = [\text{Ca}^{2+} (\text{m}\acute{\text{e}}\text{q.l}^{-1}) + \text{Mg}^{2+} (\text{m}\acute{\text{e}}\text{q.l}^{-1})] \times 5$ , et par conséquent :  $\text{Mg}^{2+} = \text{TH} - \text{Ca}^{2+}$ .

## II.6- Outil informatique

### II.6.1- RockWorks 15

Le logiciel RockWorks établit des logs et des coupes géologiques en introduisant les données des forages : la profondeur totale du forage, son altitude (Z), le toit et le mur de chaque couche, sa nature lithologique en prenant en considération les figurés conventionnels de chaque formation géologique (calcaire, marne, argile, sable...etc.), la stratigraphie si nous travaillons sur plusieurs étages (Albien, Cénomaniens, Turonien...etc.). Le logiciel Rock Works peut établir des corrélations entre plusieurs logs stratigraphiques et nous donne ensuite des coupes géologiques significatives.

### II.6.2- Match ! 3

Ce logiciel permet de traiter et d'interpréter les spectres de diffraction des rayons X en appliquant la loi de Bragg, chaque raie observée sur les spectres correspond à une distance inter-réticulaire  $d_{hkl}$  d'un minéral qui est calculée selon la formule de Bragg :

$$D_{hkl} = \lambda / 2 \sin \theta$$

Où :  $\lambda$  est la longueur d'onde et  $\theta$  est l'angle de faisceau incident. Les mesures sont effectuées sur le domaine de  $2\theta = 10$  à  $90^\circ$ .

### II.6.3- Statistica

Nous nous sommes servis de ce logiciel afin de déterminer les paramètres statistiques de nos données physicochimiques. Il s'agit de coefficient de corrélation, les valeurs max, min, ainsi que l'écart type. Une méthode de classification hiérarchique ascendante (CHA), a été réalisée par ce programme qui consiste à classer "**p**" variables, "**n**" observations, par construction d'une matrice de distances entre les variables et les observations. On définit ensuite une règle de calcul de distances entre les groupements disjoints de variables ou d'observations. Les deux groupements dont la distance est la plus faible (selon ce critère) se réunissent et on réitère le processus jusqu'au regroupement complet de classes (Saporta, 1990). On peut représenter la classification ascendante hiérarchique par un dendrogramme ou arbre de classification.

### II.6.4- Phreeqc v.3

L'étude géochimique a été effectuée par simulation à l'évaporation naturelle (température de l'échantillon), en utilisant le logiciel thermodynamique chimique, Phreeqc.v.3. Le calcul de l'indice de saturation ( $IS = \log(Q) / \log(Kps)$ ) des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant la loi de Debye-Hückel, en considérant que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle de -0,5 à +0,5.

### II.6.5- Diagramme

Le diagramme de Piper permet une représentation des anions et des cations sur deux triangles témoignant les teneurs relatives en chacun des ions par rapport au total des ions. A

ces deux triangles, est associé un losange sur lequel est reportée l'intersection des deux lignes issues des points identifiés sur chaque triangle.

### II.6.6- Surfer

C'est avec ce logiciel qu'on a pu réaliser les cartes d'emplacements des échantillons et celles de l'évolution des paramètres étudiés. Après avoir introduit les données en un fichier Excel, on choisit la méthode d'interpolation convenable ; le Krigeage. Après la sélection de la méthode, on obtient des cartes de courbes de niveau (courbes d'isovaleurs) liant les points ayant les mêmes valeurs.

## II.7- Les concepts théoriques utilisés dans la modélisation géochimique des eaux

### II.7.1- L'activité ionique

A température et à pression constantes, l'enthalpie libre molaire partielle de Gibbs  $G_i$  ou le potentiel chimique  $\mu_i$  de l'espèce ionique  $i$  est défini d'après Valles et Bourgeat (1988a) et Valles et De Cockborne (1992) par:

$$\mu_i = G_i = (\delta G / \delta n_i)_{T,P,n_j \neq i}$$

Où :

$G$  : enthalpie libre de Gibbs

$n_i$  et  $n_j$  : nombre de moles de composés  $i, j$

$T$  : température absolue ( $^{\circ}\text{K}$ )

$P$  : pression

L'activité  $a_i$  de l'espèce  $i$  est en relation avec son potentiel chimique par :

$$\mu_i = \mu^{\circ} + RT \ln a_i \quad \text{où} \quad a_i = \exp [(\mu_i - \mu^{\circ})/RT]$$

Où :

$\mu^{\circ}$  : potentiel chimique standard (constante thermodynamique)

$R$  : constant de gaz parfait = 8,314

$T$  : température

La relation entre l'activité  $a_i$  et la molalité  $m_i$  peut s'écrire :

$$a_i = \gamma_i \cdot m_i$$

Avec

$a_i$  : activité de l'ion  $i$

$\gamma_i$ : coefficient d'activité de l'ion  $i$  en solution

$m_i$  : molalité (concentration d'ion  $i$  en moles/Kg d'eau)

**II.7.2- Le coefficient d'activité**  $\gamma_i$  de l'ion  $i$  est une grandeur qui dépend de la température, de la charge de l'ion et surtout de la présence d'autres ions dans la solution, le coefficient d'activité est calculé par l'expression de la loi de Debye et Hückel (1923) :

$$-\log \gamma_i = AZ_i^2 \sqrt{I} / (1 + a^\circ_i B \sqrt{I})$$

Où :

A et B : constantes de Debye-Hückel, caractéristiques du solvant pur, dépendants de la température et de la pression.

$Z_i$  : la charge de l'ion  $i$

$a^\circ_i$  : coefficient dépendant du rayon de l'ion  $i$  hydraté.

I : force ionique de la solution en mmol/l.

### II.7.3- La force ionique I

Elle est calculée en fonction de la molalité  $m_i$  et de la charge  $Z_i$  de tous les ions en solution :

$$I = \frac{1}{2} \sum Z_i^2 \cdot m_i$$

L'équation de Debye-Hückel (1923) n'est valable que pour des solutions diluées (force ionique  $I < 0,1$ ). Cependant, pour tenter d'étendre cette équation à des solutions plus concentrées ( $I > 0,1$ ), il a été proposé une équation qui fait intervenir un coefficient C de correction (Helgeson, 1969) :

$$-\log \gamma_i = [AZ_i^2 \sqrt{I} / (1 + a^\circ_i B \sqrt{I})] - C \cdot I$$

C : est un coefficient qui dépend de la température et de la nature des ions en solution.

Les valeurs des coefficients A, B et C sont données dans le tableau II.1 et  $a^\circ_i$  dans le tableau II.2.

**Tableau II.1 : Valeurs des coefficients A, B et C en fonction de la température** (Helgeson, 1969)

T°C	0	25	60	100
A	0,4884	0,5095	0,5471	0,6019
B.10 <sup>8</sup>	0,3241	0,3284	0,3347	0,3425
C	0,0174	0,0410	0,0440	0,0460

**Tableau II.2 : Valeurs du coefficient a° pour les ions majeurs a°** (Helgeson, 1969)

a° (A°)	Ions
3,0	K <sup>+</sup> , Cl <sup>-</sup>
3,5	OH <sup>-</sup> , KSO <sub>4</sub>
3,8	KC O <sub>3</sub> <sup>-</sup>
4,0	Na <sup>+</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , HS <sup>-</sup> , MgHCO <sub>3</sub> <sup>2+</sup>
4,3	NaSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>
4,5	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup> , NaCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
5,0	S <sup>2-</sup>
5,2	CaHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>
6,0	Ca <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup> , Al(OH) <sup>2+</sup>
8,0	Mg <sup>2+</sup>
9,0	Al <sup>3+</sup> , H <sup>+</sup> , Fe <sup>2+</sup>

#### II.7.4- L'activité de l'eau

Quand on considère des hydrates, on doit tenir compte du nombre de molécules d'eau dans le calcul du produit ionique de la solution, en appliquant la loi d'action de masse.

L'activité de l'eau dans un sel binaire est liée au coefficient osmotique de l'électrolyte par la relation suivante (Fritz, 1975).

$$\ln (H_2O) = -0,018 \gamma^{\pm} m$$

Où :

0,018 : représente l'inverse du nombre de mole d'eau par Kg de H<sub>2</sub>O.

$\gamma^{\pm}$ : est le nombre d'ion constituant l'électrolyte en question ( $\gamma^{\pm} = 2$  pour NaCl,  $\gamma^{\pm} = 3$  pour CaCl<sub>2</sub> ...).

m : molalité

$\square$ : coefficient osmotique de l'électrolyte présent dans la solution considérée (Helgeson, 1969).

Pratiquement, on calcule l'activité de l'eau à partir des valeurs obtenues pour une solution de NaCl ayant la même force ionique que la solution considérée (Gueddari, 1984).

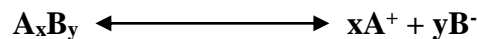
La formule devient :

$$\ln (H_2O) = -0,036 \gamma^{\pm} m \square$$

### II.7.5- Équilibre minéraux solutions

Lorsqu'un minéral est en contact avec une solution, un équilibre s'établit et il existe une relation entre les activités des ions en solution et les éléments qui entrent dans la composition du minéral. La loi d'action de masse établit cette relation selon le principe suivant :

Considérant la réaction d'équilibre d'un minéral  $A_xB_y$  en solution aqueuse :  $A_xB_y$  :



A l'équilibre, les activités ioniques des différentes espèces en solution vérifient la relation suivante :

$$K_{ps} = (A^+)^x \cdot (B^-)^y / (A_xB_y) \quad \text{avec :}$$

( ) : activités

$K_{ps}$  : constante de solubilité du minéral AB.

(AB) = 1, pour un minéral AB pur.

La loi d'action de masse s'écrit alors si le minéral est pur :

$$K_{ps} = (A^+)^x \cdot (B^-)^y$$

La constante d'équilibre  $K_{ps}$  d'un minéral avec une solution, qui est en fait le produit de solubilité du minéral, est une constante indépendante de la composition chimique de la



solution, mais qui est fonction de la température et de la pression. On l'exprime à 25 °C et à 1 atmosphère.

Le degré de saturation, de sous-saturation ou d'état d'équilibre d'une solution vis-à-vis d'un minéral n'est apprécié que si l'on peut comparer le produit de solubilité (Kps) au produit ionique (Q) des ions de référence dans la solution :

$$Q = (A^+)^x \cdot (B^-)^y$$

Si  $Q = Kps$ , la solution est juste à saturation vis-à-vis du minéral.

Si  $Q > Kps$ , la solution est sursaturée par rapport au minéral.

Si  $Q < Kps$ , la solution est sous-saturée par rapport au minéral.

Les produits de solubilité Kps sont des constantes connues. Les tests de saturation ne peuvent être conduits que si on est en mesure de calculer la distribution des espèces aqueuses complexes et l'activité des ions servant de référence dans une solution donnée (Droubi et al, 1976).

Il est important aussi de rappeler certains principes de la solubilité de quelques sels, on s'intéresse aux sels des évaporites dont la dissolution a donné les faciès chlorurés et sulfatés, il s'agit de : Chlorure de sodium (NaCl). Sulfate de sodium ( $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ), Sulfate de magnésium ( $MgSO_4$ ), les eaux des roches évaporitiques, source de sels solubles, renferment en proportions variables les anions  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ , et les cations  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$  et  $K^+$ . Ces sels dissous possèdent généralement une grande solubilité dans l'eau comme en témoigne le tableau II.3 concernant quelques espèces minérales simples. Parmi ces différents sels simples, seul le gypse présente une faible solubilité et sera le premier à précipiter.

**Tableau II.3 : Solubilité des différents sels dans l'eau à 20° C (Schoeller, 1962)**

Désignation du sel	Formule chimique	Solubilité en « g » pour 100 cc d'eau à 20°C
Chlorure de sodium	NaCl	36,0
Sulfate de sodium	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	19,3
Sulfate de magnésium	$MgSO_4$	34,8
Sulfate de calcium	$CaSO_4$	0,19

**Tableau II.4 : Solubilité maximum des principaux sels dans l'eau en grammes par 1000 cm<sup>3</sup> d'eau (Dans et *al.*, 1967 ; in Gaucher et Burdin, 1974).**

Types de sels	Températures en °C						
	0	10	20	40	60	80	100
Ca Cl <sub>2</sub>	587	652	739	1272	1381	1469	1577
CaSO <sub>4</sub>	1,76	1,93	1,99	2,1	1,5	1	0,65
KCl	282	312	342	398	455	506	552
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	75	91	111	145	179	212	240
MgCl <sub>2</sub>	526	538	543	574	612	666	724
MgSO <sub>4</sub>	260	309	388	441	544	560	490
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	69	123	218	488	459	441	441
NaHCO <sub>3</sub>	69	81	94	126	158	182	2378
NaCl	356	358	360	366	369	379	388
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 7H <sub>2</sub> O	184	304	477	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 10H <sub>2</sub> O	45	91	193	-	-	-	-
CaCO <sub>3</sub>	0,015	0,02	-	-	-	-	-

## II.8- Conclusion

Afin de concrétiser une étude se rapportant à l'hydrogéochimie de l'aquifère du Mio-Pliocène de la région du Sahara Est septentrional, nous avons repéré dans la mesure du possible le maximum des forages d'eau ayant une bonne répartition significative dans toute la région, ainsi que des échantillons de roche. Des mesures in situ et des analyses au laboratoire ont été effectuées et ont porté sur la reconnaissance géologique de la région et un certain nombre de paramètres physicochimiques. Des programmes informatiques ont été utilisés pour représenter les paramètres sus indiqués et en tirer des renseignements particuliers.

---

***Chapitre III :***  
***Reconnaissance***  
***géologique et***  
***minéralogique***

---

### III.1- Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats obtenus après le traitement des données géologiques, l'analyse par diffraction des rayons X et les lames minces.

L'objectif de ce chapitre est de mettre en relation les caractéristiques géologiques et lithologiques de notre zone d'étude avec les résultats d'analyses physico-chimiques des eaux dans le but de déterminer l'influence de la lithologie sur la composition chimique des eaux.

### III.2- Contexte géologique de la région

L'abstraction faite sur la carte des affleurements géologiques et sur le terrain lors d'échantillonnage montre que dans notre zone d'étude, seuls les terrains quaternaires et miopliocènes qui affleurent (Figure III.1, photos 1, 2 et 3). (Houari, 2012).

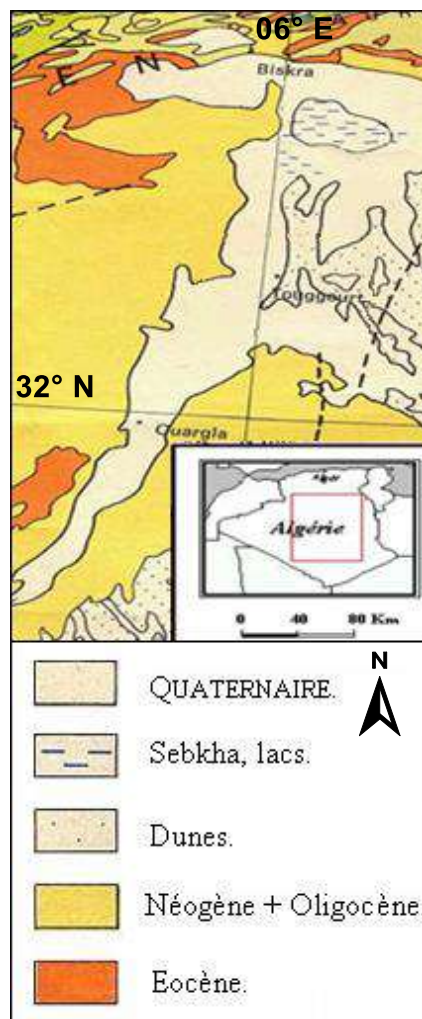


Figure III.1 : Carte géologique de la zone d'étude (extrait) (Busson, 1972)

Le plateau à l'Ouest de Ouargla, ou le baten, vers 200-220 m d'altitude (Photo 1), forme l'extrémité de la dorsale du M'Zab, constitué des calcaires éocènes. Il domine, par un talus de 608 m, orienté Nord-Sud, la dépression de Ouargla, développée dans les sables et argiles calcaires et du gypse mio-pliocènes.



Photo 1 : Le plateau d'Ouargla (prise par Ballais en 2002)

Au Sud de Touggourt, dans l'ancien village d'El Goug (Photo 2), les buttes et les bas plateaux sont constitués d'argiles (probablement mio-pliocènes).

Au Nord de Blidet Amor (Photo 3), une coupe dans les formations mio-pliocènes, montre des sables à stratification entrecroisée typiquement fluviale. Vers le Nord-Ouest, les carrières entaillent les formations attribuées au Mio-Pliocène sur plusieurs dizaines de mètres de haut : il s'agit d'argiles et de limons, souvent gypseux, dépourvus de sable. (Photos prises par Ballais en 2002).



Photo 2 : Les argiles d'El Goug



Photo 3 : Les argiles et limons de Blidet Amor

Au Nord-Est, près de Djamaa, une butte tabulaire en bordure de la route nationale 3 est constituée d'argiles vertes, gypseuses, couvertes d'une croûte gypseuse. À Sidi Khelil, au Sud de Mghaïer, des buttes similaires dépassent 140 m d'altitude.

Le niveau de base constitué par le chott Merouane, les dépôts lacustres sont constitués d'argiles plus ou moins gypseuses. De dépôts sableux avec nombreux galets arrondis (Photo 4) sur la rive nord, prouve de l'apport accru par les oueds qui descendent de l'Atlas saharien et qui transportent des limons, alors que sur les rives sud et ouest, on n'observe que de rares plages sableuses.



Photo 4 : Dépôts sableux à petits galets (prise par Ballais en 2002)

Les formations quaternaires sont représentées par des accumulations sableuses (ergs), elles occupent généralement les points bas des grands bassins sédimentaires et forment des "sebkhas" et "chotts". (Houari, 2012).

### **III.2.1- Coupes géologiques**

#### **III.2.1.1- Région de Ouargla (Oued M'ya)**

La synthèse de données de neuf (9) forages allongés selon une direction SO/NE et une distance d'environ de 70 Km ont été utilisés pour établir la coupe géologique de la région de Ouargla à l'aide du logiciel RockWorks.

**III.2.1.2- Région de Touggourt (Oued Righ)**

La coupe géologique de la région de Touggourt a été établie en basant sur la synthèse de données lithologiques de sept (7) forages, elle est de direction SSE/NNO et s'allonge sur une distance de 40 Km environ.

**III.2.1.3- Région de la basse vallée de l'Oued Righ (Djamaa, Mghaier et Still)**

La synthèse des données de treize (13) forages ont été utilisées pour établir la coupe géologique de la région de la basse vallée de l'Oued Righ, elle est de direction SSE/NNO et s'allonge sur une distance de 100 Km environ.

**III.2.1.4- Zone d'étude (bassin oriental du Sahara septentrional algérien)**

Pour l'ensemble de la zone d'étude, nous sommes servis des données géologiques de vingt-neuf (29) forages, la coupe tracée s'allonge sur une distance d'environ de 350 Km, et elle est de direction SSO/NNE.

**III.2.2- Description des coupes géologiques****III.2.2.1- Région de Ouargla**

On remarque par l'analyse de cette coupe (Figure III.2) l'abondance des formations carbonatées (calcaire, dolomie), l'absence du Paléogène (Paléocène, Éocène et Oligocène) au Sud de la région (Berkaoui), une homogénéité des couches, une stratification quasi horizontale. En ce qui concerne la lithologie de chaque étage, on remarque ce qui suit : (Houari, 2012 ; Houari et al, 2014).

L'Albien est caractérisé par une grande épaisseur (>400 m) dans presque tous les forages, il est marqué essentiellement par des formations détritiques : grès, sables, parfois argiles et marnes et très rarement des calcaires.

Le Cénomaniens est caractérisé surtout par des formations argileuses dolomitiques, on trouve parfois des calcaires, de l'anhydrite et rarement des sels, son épaisseur balance dans les environs de 200 m.

Le Turonien se manifeste sous forme de bancs calcaires d'une épaisseur ne dépassant pas les 100 m dans la plupart des cas, parfois crayeux avec des marnes.

Le Sénonien est subdivisé en trois sous étages, de bas en haut, on rencontre : le Sénonien salifère, le Sénonien anhydritique et le Sénonien carbonaté. Le dernier est caractérisé par des formations carbonatées (calcaire dolomitique en majorité), son épaisseur varie au voisinage de 200 m. Le deuxième est anhydritique, mais cela n'empêche pas de trouver quelquefois des calcaires, des argiles, des dolomies...etc., son épaisseur moyenne est de l'ordre de 240 m. Le Sénonien salifère comme son nom l'indique est connu par le sel massif, on trouve parfois des argiles, des calcaires et de l'anhydrite, l'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 205 m en moyenne des cinq forages.

La limite entre l'Albien et le Sénonien est remarquablement épaisse, car elle est formée par le Cénomaniens ( $\approx 180$  m) qui est une formation imperméable (argiles et marnes), donc on peut confirmer l'absence de tout contact entre les eaux des deux aquifères (à l'exception des cas de présence de failles et fissures).

L'Éocène, absent au Sud (Berkaoui) (Figure III.2), est caractérisé par des marnes, de l'anhydrite et parfois des sables au sommet, dit Éocène évaporitique (Lutétien), et des calcaires et des dolomies à la base, dit Éocène carbonaté (Yprésien), à une épaisseur relativement faible au centre (50 m) et épais au Nord de Ouargla ( $\approx 200$  m).

Le Mio-Pliocène de la région d'Ouargla est formé par des sables et des grès et parfois des calcaires et des argiles, l'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 75 m en moyenne au Sud (Berkaoui) et atteint les 250 m au Nord (Khechem Errih). Il peut y avoir des contacts entre les deux nappes sus-jacentes : Mio-Pliocène et Sénonien/Sénono-Eocène à cause de l'absence d'une limite imperméable claire, des changements d'eaux et des éléments chimiques peuvent être mis en place.



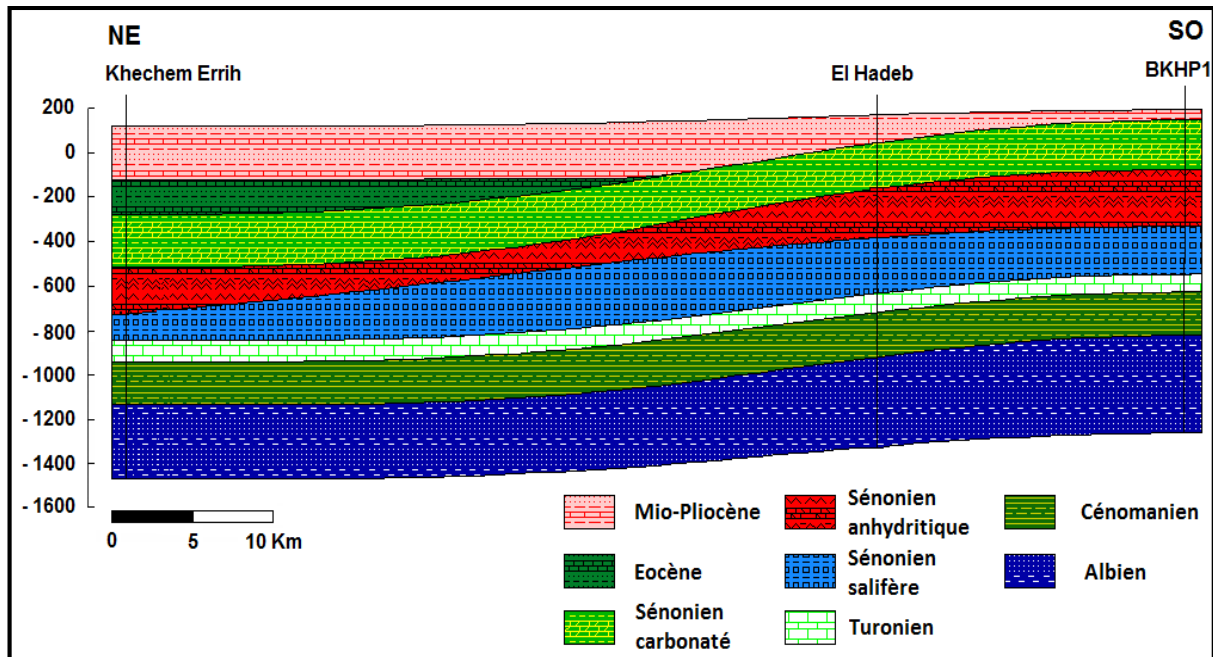


Figure III.2 : Coupe géologique de la région d'Ouargla (Houari, 2012)

### III.2.2.2- Région de Touggourt (Oued Righ)

La région de Touggourt présente une stratigraphie quasi parfaite, les couches sont horizontales et leurs épaisseurs sont constantes le long de la coupe (Figure III.3).

L'Albien de cette région se caractérise par des formations détritiques (sable et grès) avec des passées d'argile plus ou moins importantes, la puissance de cet étage est de l'ordre de 200 m et relativement faible par rapport à la puissance de l'Albien de la région d'Ouargla.

Le Vraconien, qui n'apparaît pas sur la coupe de Ouargla, se manifeste ici par alternance des formations carbonatées (calcaire et calcaire dolomitique) et lacustres et lagunaires (marne, argile et parfois gypse et anhydrite), son épaisseur est de 100 m environ.

Le Cénomaniens marneux argileux présente quelques fois des passées de gypse et d'anhydrite, son épaisseur varie entre 150 et 250 m environ.

Le Turonien carbonaté (calcaire massif et parfois calcaire dolomitique) et quelques fois avec des passées d'argile et de marne et même d'anhydrite. Il est de 80 à 100 m d'épaisseur.

Le Sénonien salifère se caractérise par le sel massif dans toute la région, il a une épaisseur relativement faible ( $\approx 80$  m).

Le Sénonien anhydritique, puissant au niveau de la région de Touggourt (≈ 400 m), formé d’anhydrite, d’argile et de marne avec des passées de calcaire dolomitique.

Le Sénonien carbonaté puissant aussi dans cette région (≈ 300 m), se manifeste des calcaires dolomitiques dominants au sommet et des passées d’argile, marne et anhydrite et parfois gypse à la base.

L’Éocène avec des calcaires et calcaires dolomitiques et parfois des argiles et gypses à la base, et des marnes, calcaires marneux au sommet. Son épaisseur est de l’ordre de 150 m en moyenne.

Le Mio-Pliocène, avec des sables, des grés et des graviers, des évaporites, plus des passées d’argile et parfois des calcaires, son épaisseur atteint les 100 m dans presque toute la région.

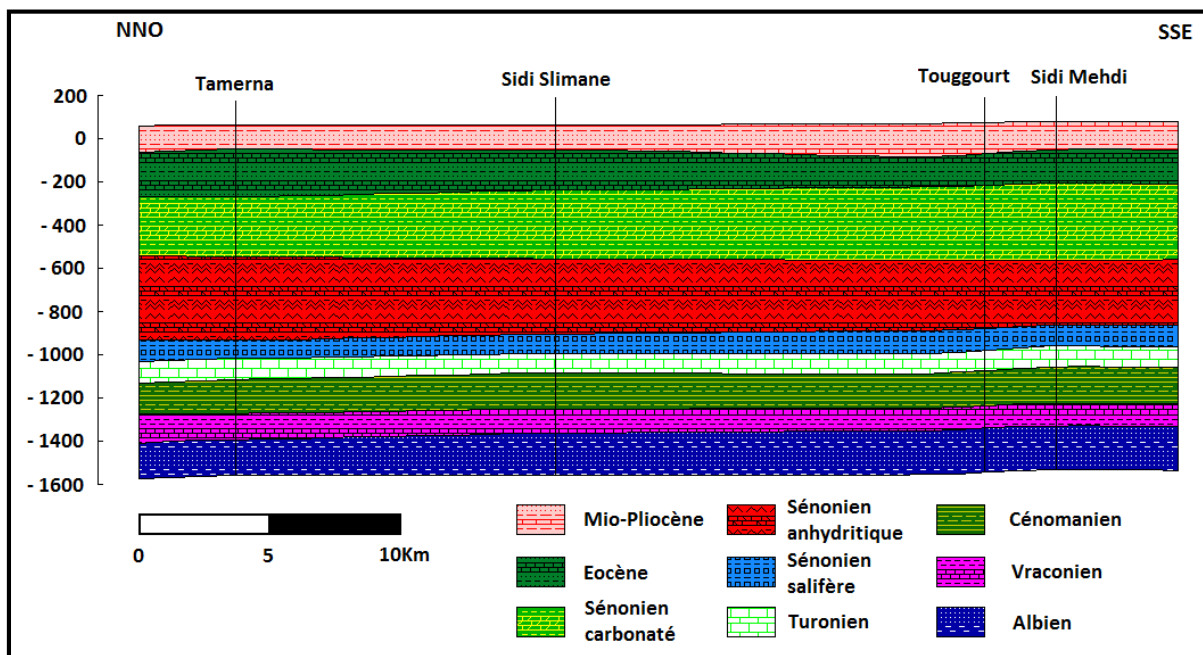


Figure III.3 : Coupe géologique de la région de Touggourt (Houari,2012)

### III.2.2.3- Région de la basse vallée de l’Oued Righ (Djamaa, Mghaier et Still)

Cette région (Figure III.4) ne représente plus la même homogénéité et l’aspect horizontal de ses couches géologiques, elles sont légèrement plissées en allant vers le nord (Still).

L'Albien se caractérise par des formations détritiques (sable et grés) avec des passées d'argile plus ou moins importantes et dominantes au sommet, la puissance de cet étage est de l'ordre de 200 m environ et pareille à celle de l'Albien de Touggourt.

Le Vraconien est caractérisé par des calcaires et calcaires dolomitiques et parfois des marnes, argiles gypse et anhydrite, son épaisseur varie entre 100 à 200 m environ.

Le Cénomaniens marneux et argileux présente avec des passées de gypse et d'anhydrite, son épaisseur varie entre 20 à 250 m environ.

Le Turonien carbonaté (calcaire massif et parfois calcaire dolomitique) et quelques fois avec des passées d'argile et de marne et même d'anhydrite. Il est de 80 à 100 m d'épaisseur, cette couche est légèrement plissée.

Le Sénonien salifère se caractérise par le sel massif dans toute la région, il a une épaisseur relativement faible ( $\approx 80$  m) au Sud et puissant vers le Nord et atteint 400 m environ.

Le Sénonien anhydritique représenté dans la coupe par une couche horizontale et épaisse ( $\approx 400$  m), formée d'anhydrite, d'argile et de marne avec des passées de calcaire dolomitique.

Le Sénonien carbonaté puissant au Sud de cette région ( $\approx 300$  m) et probablement absent au Nord, se manifeste par des calcaires et dolomies avec des intercalations gypseuses et anhydritiques.

L'Éocène avec des calcaires et à intercalations sableuses et marneuses avec quelques fois des gypses. Il est relativement épais au centre ( $\approx 200$  m) et mince au Sud et au Nord ( $\approx 100$  m).

Le Mio-Pliocène, avec des sables, des grés et des graviers, plus des passées d'argile et parfois de calcaire, son épaisseur est d'environ 50 m au Sud de la région, et elle dépasse les 400 m au Nord (Still). En fait, on remarque que dans ces régions (Meghaier, Oum Thiour et vers Still) la dominance des formations argileuses.

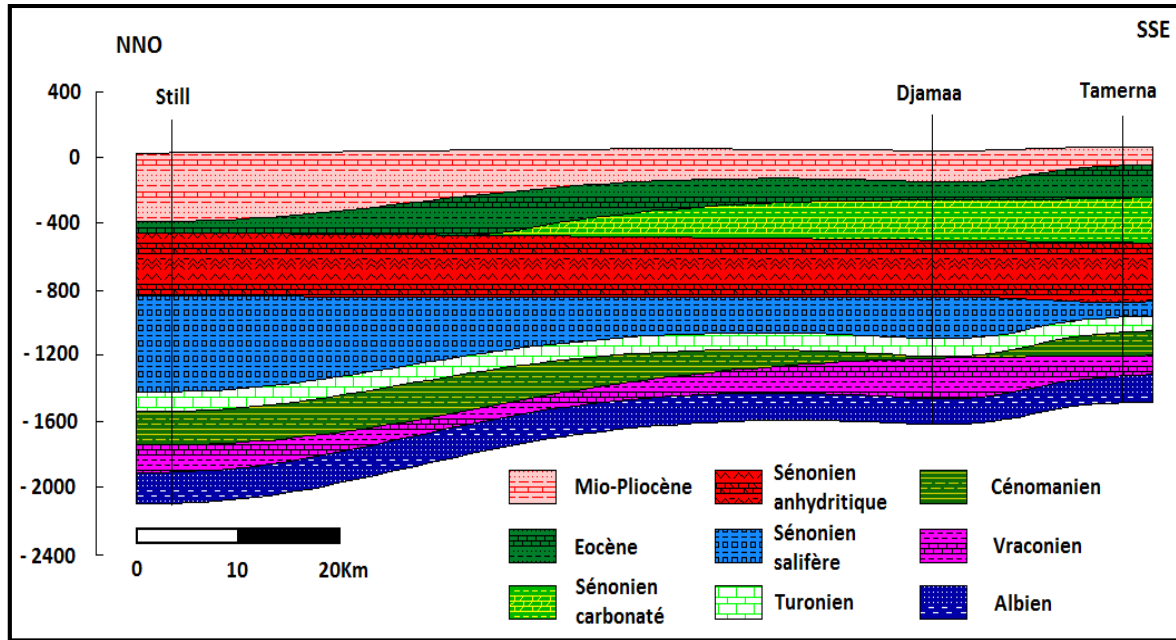


Figure III.4 : Coupe géologique de la région de la basse vallée de l'Oued Righ (Djamaa, Mghaier et Still) (Houari, 2012)

III.2.2.4- Synthèse des données géologiques de la zone d'étude

Pour synthétiser toutes les caractéristiques géologiques de la zone d'étude, nous nous sommes servis des données des forages disponibles (Figure III.5) et nous avons établis une coupe géologique synthétique,

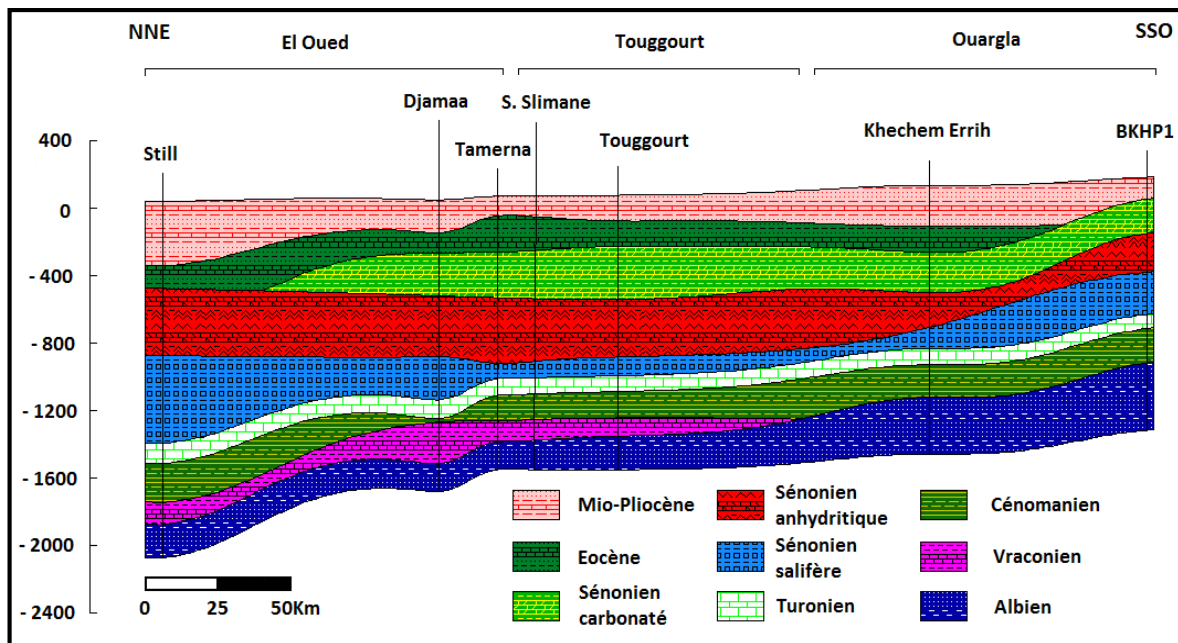


Figure III.5 : Coupe géologique synthétique de la zone d'étude (Houari, 2012)

### III.2.3- Traitement des spectres de diffractométrie des rayons X

Huit (8) échantillons ont été prélevés dans des différentes régions et à de différents horizons couvrant toute la zone d'étude sur des formations mio-pliocènes, les points d'échantillonnage se situent dans les mêmes régions où les échantillons d'eaux ont été prélevés (Ouargla, Touggourt, Djamaa, Mghaier, Oum Thiour et Still).

L'ensemble des spectres de diffraction des rayons X établis révèlent une dominance du Quartz et des évaporites avec la présence des carbonates (dolomite) à Touggourt.

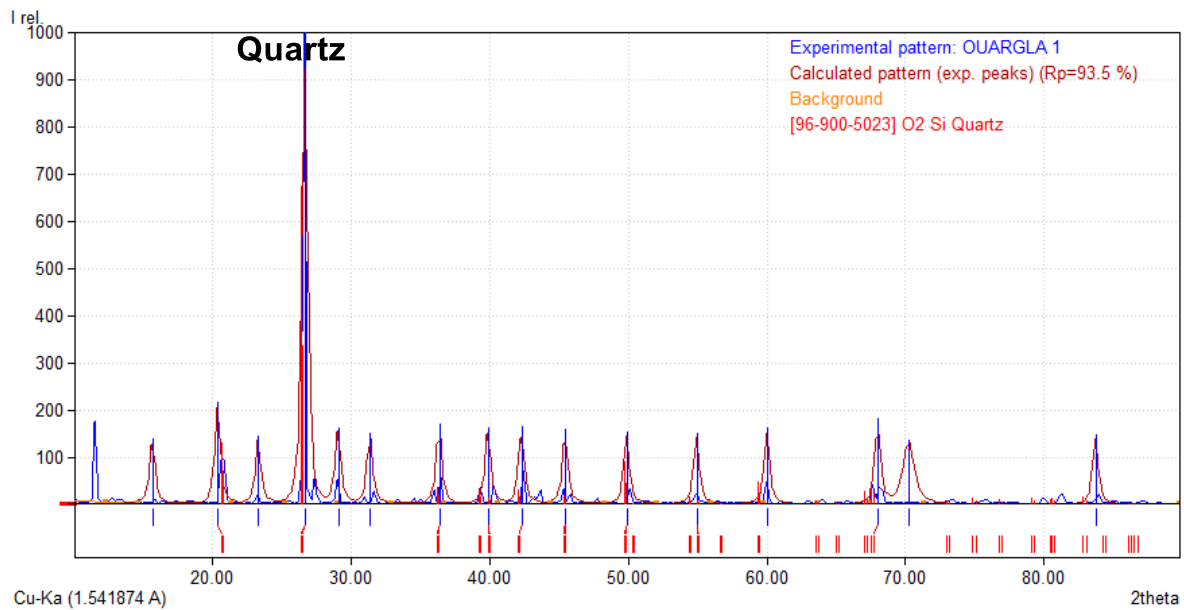


Figure III.6 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Ouargla 1)

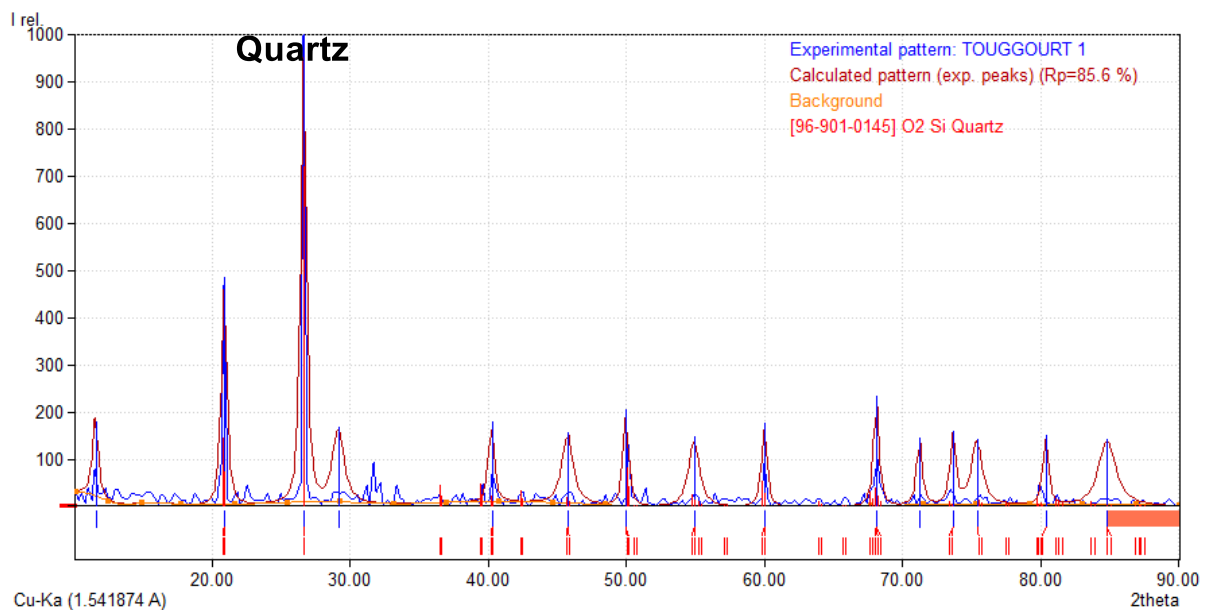


Figure III.7 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Touggourt 1)

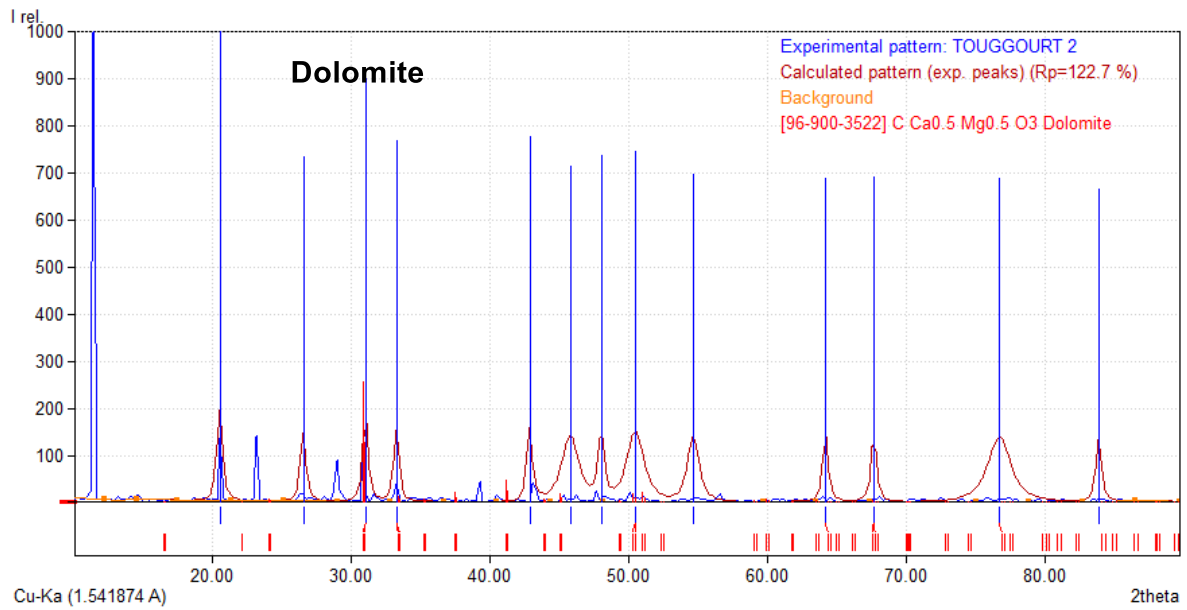


Figure III.8 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Touggourt 2)

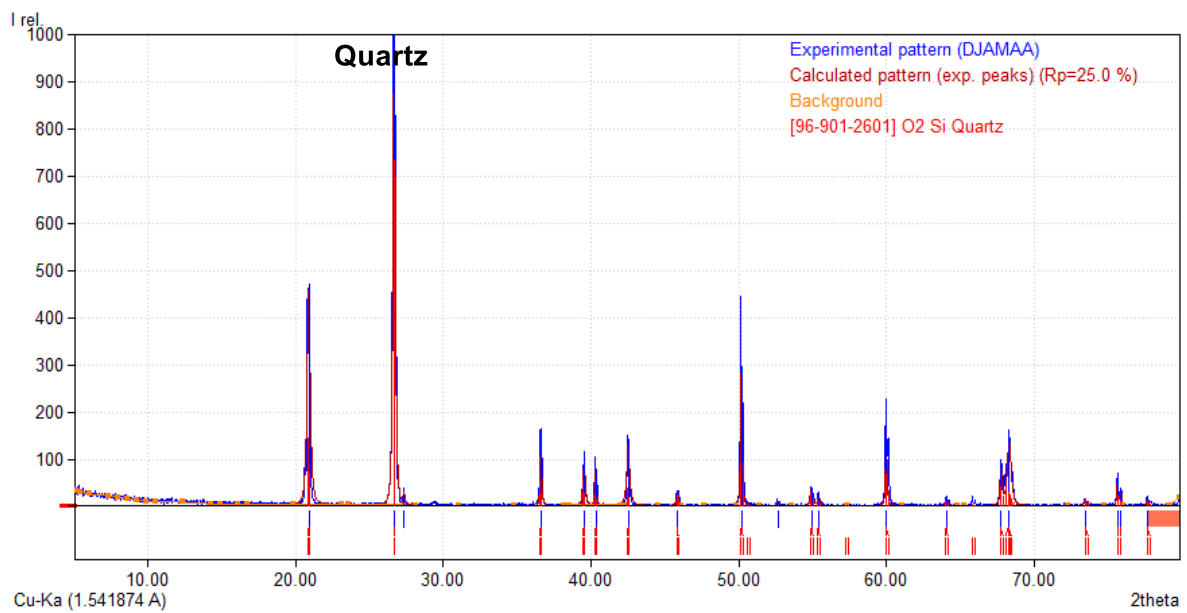


Figure III.9 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Djamaa)

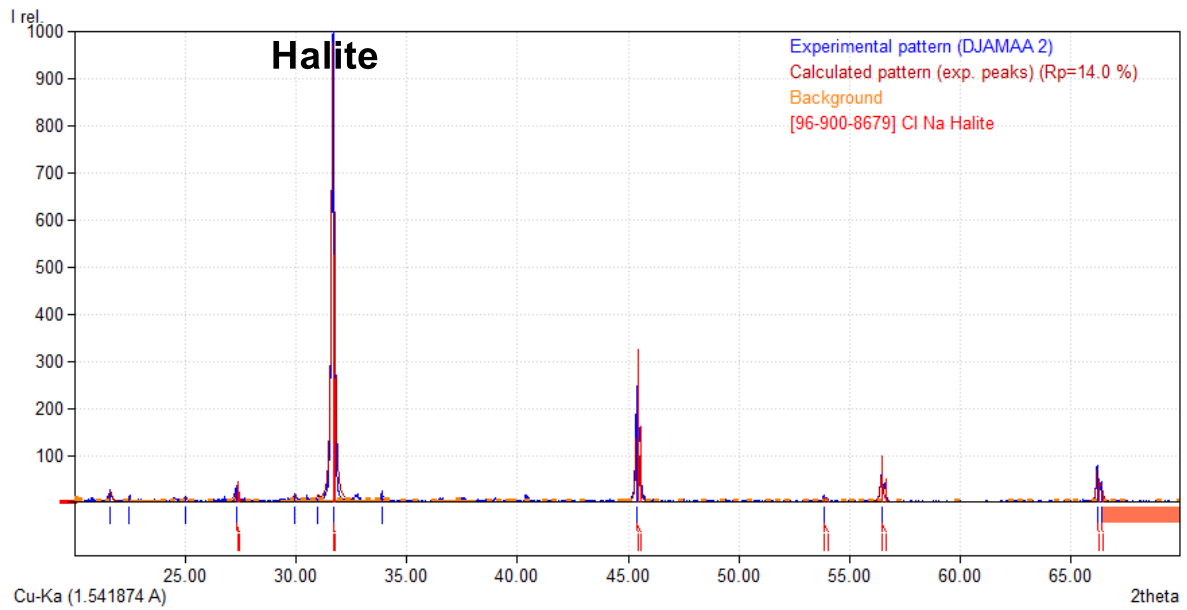


Figure III.10 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Djamaa 2)

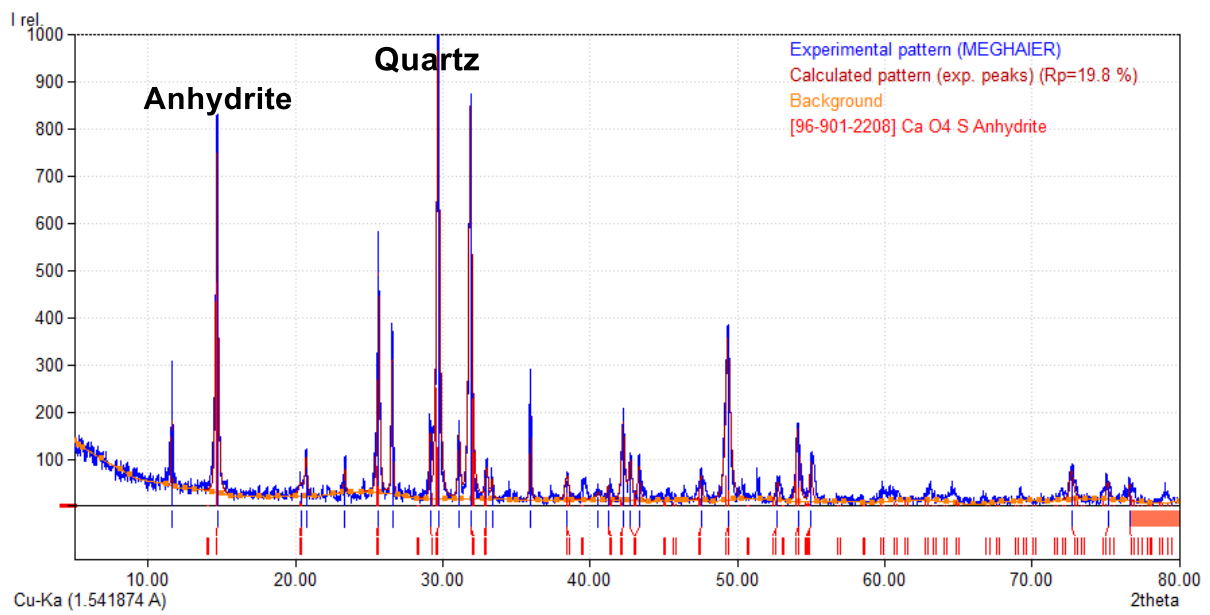


Figure III.11 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Mghaier)

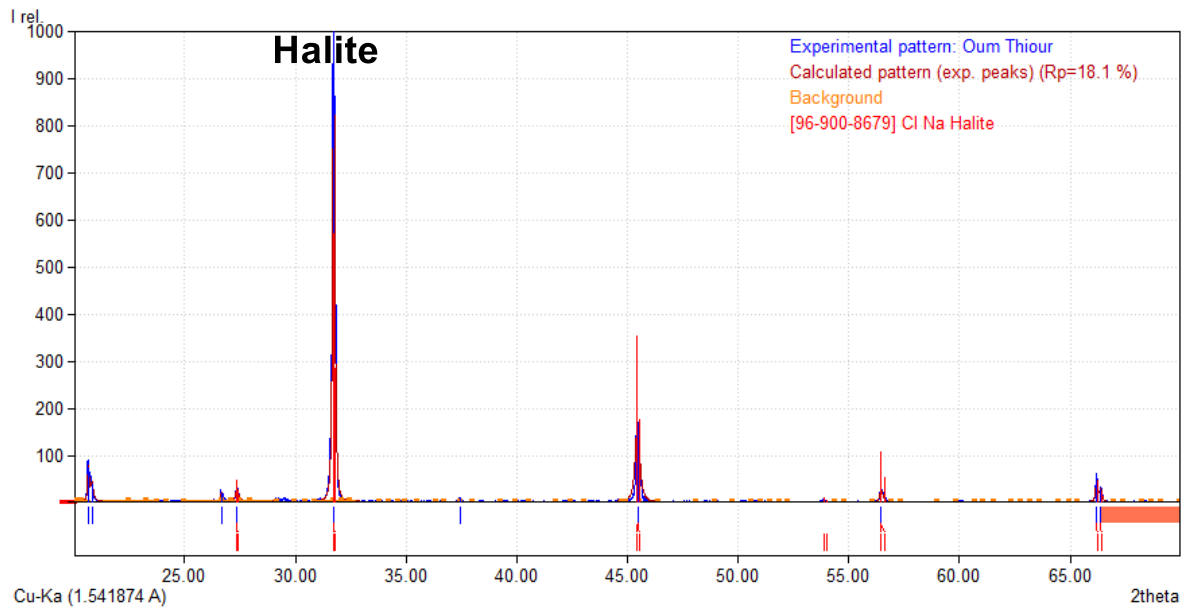


Figure III.12 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Oum Thiour)

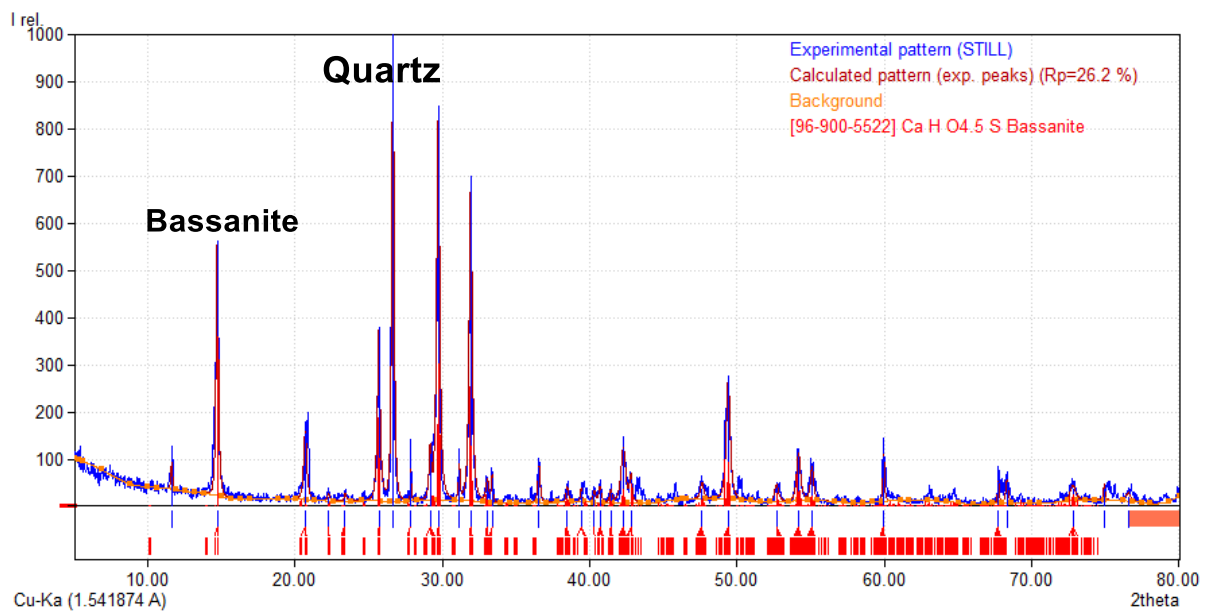


Figure III.13 : Spectre diffractométriques des minéraux présents (Still)

### III.2.4- Description des lames minces

Le profil géologique ci-dessous (Figure III.14) représente les formations mio-pliocènes de la cuvette de Ouargla (cité Nasr), et les emplacements où les échantillons de roche pour fabrication des lames minces ont été prélevé, il montre également la nature lithologique des formations échantillonnées.



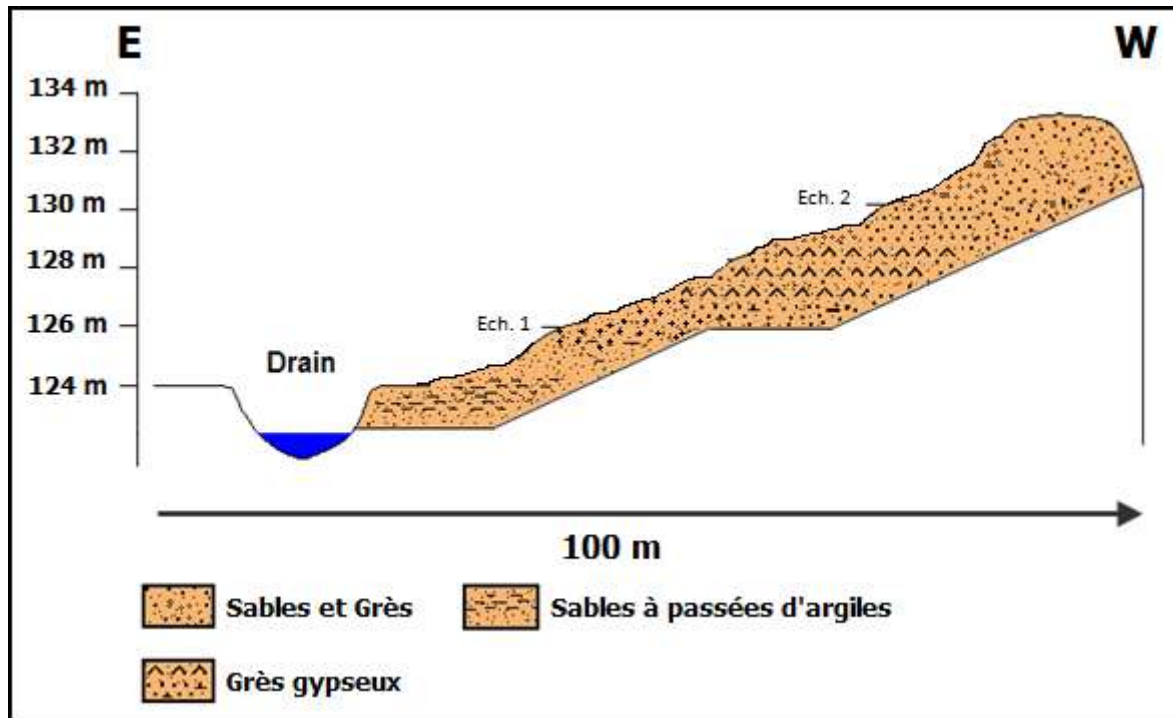


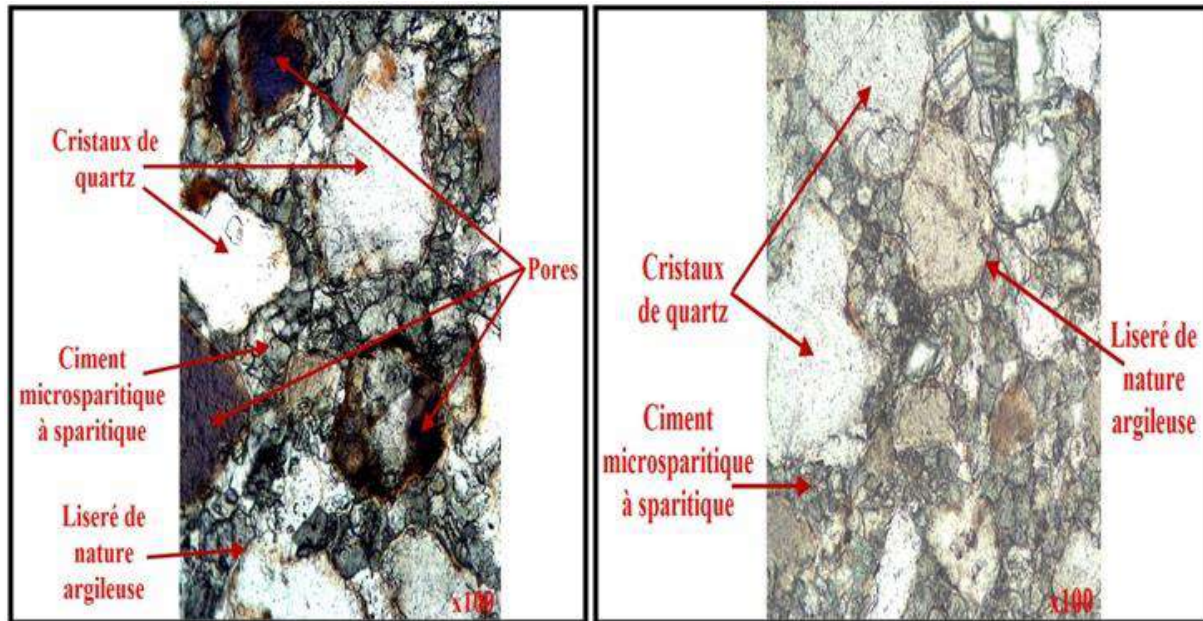
Figure III.14 : Profil géologique du lieu d'échantillonnage (El Khafdji)

#### III.2.4.1- Lame 1

Sous le microscope polarisant, et à lumière polarisée analysée, on voit de petits cristaux de quartz de forme anguleuse à sub-arrondie, la porosité est importante et apparaît sous forme de vacuoles. Le ciment est en général sparitique, mais parfois on le trouve argileux. (Figure III.15).

#### III.2.4.2- Lame 2

C'est des grès à grains de quartz arrondis à sub-arrondis souvent entourés d'un liseré argileux, la porosité est faible et se manifeste sous forme de quelques vacuoles. Le ciment est sparitique et la matrice est argilo-gypseuse. (Figure III.15).



**Figure III.15 : Lame 1 (gauche) et 2 (droite) sous microscope polarisant en LPA (Houari et Salmi, 2009)**

### III.3- Conclusion

L'aquifère du Mio-Pliocène du Sahara Est septentrional algérien se caractérise par une lithologie très hétérogène. L'analyse des coupes géologiques et l'observation des lames minces et des diffractogrammes des rayons X montrent l'abondance des formations évaporites (gypse et anhydrite), des argiles et d'un degré moindre des carbonates. En fait, au niveau de la cuvette de Ouargla, les formations dominantes sont les évaporites, et d'un degré moindre les carbonates puis les argiles, tandis que à Touggourt et ses environs (vallée de l'Oued Righ), on a enregistré l'abondance des évaporites, des carbonates, et à un degré moindre des argiles. La région de la basse vallée de l'Oued Righ qui contient Djamaa et Mghaier et leurs environs, les formations argileuses y sont nettement dominantes.

---

***Chapitre IV :***  
***Hydrogéochimie***

---

## IV.1- Introduction

Selon les études antérieures (Guendouz et al, 2003 ; Edmunds et al, 2003 ; Nezli et al, 2007 ; Bouchahem et al, 2008 ; Nezli, 2009 ; Nezli et al, 2009 ; Abid et al, 2012 ; Houari, 2012 ; Nezli et al, 2013 ; Abid et al, 2014 ; Hadj Ammar et al, 2014 ; Houari et al, 2017 ; Houari et al, 2018 ; Sail et al, 2019 ; Hadj Ammar et al, 2020) effectuées sur les eaux de la nappe du CT à l'échelle locale et régionale des localités du bassin oriental du Sahara. La température des eaux du Mio-Pliocène est de l'ordre de 21° à 28° C, ces variations ne sont pas contrôlées par la profondeur, mais plutôt par la température de l'air et les saisons.

Les eaux sont alcalines bicarbonatées (pH < 8,3), très dures, et affichent des minéralisations excessives, exprimées par des conductivités électriques oscillant entre 2000 et 6000  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , et allant jusqu'à 9000  $\mu\text{S.cm}^{-1}$  dans les cas les plus exceptionnels, la minéralisation augmente du Sud vers le Nord selon la direction d'écoulement des eaux de la nappe. De telles minéralisations sont dues essentiellement à la richesse de la lithologie par les évaporites (Halite, Gypse, etc...) dans la majorité des régions du bassin. En effet, les eaux lors de leur écoulement, à partir des zones d'alimentation, vers les exutoires, se chargent, de plus en plus, par les éléments majeurs :  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , et  $\text{Mg}^{2+}$ , et acquièrent, par conséquent, un faciès anionique, exclusivement, chloruré et/ ou sulfaté.

Une augmentation homologue des concentrations en  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , et à un degré moindre de  $\text{Mg}^+$  et  $\text{K}^+$ , les concentrations en bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$  restent relativement constantes du fait de la saturation des eaux en minéraux carbonatés.

Des concentrations, relativement élevées en nitrates (35 mg/l, en moyenne), attestent l'enrichissement par l'azote végétal à partir des zones de recharge, et indiquent que les conditions aérobies sont maintenues.

Dans le présent chapitre, notre intérêt se focalise sur l'interprétation des résultats obtenus en utilisant des approches diverses ; statistique, géochimique et cartographique afin de mettre en évidence la corrélation entre la composition chimique des eaux des formations mio-pliocènes et la lithologie, les résultats vont être présentés selon les trois sous régions; Ouargla, Oued Righ qui inclut Touggourt et ses environs et la basse vallée de l'Oued Righ qui inclut les localités à proximité des zones des chotts (Meghaier, Oum Thiour et Still), pour la présentation et l'interprétation des résultats des analyses physico-chimiques des eaux, on a adopté les symboles suivants pour les forages de chaque région : (OGX) pour les forages de la

région de Ouargla, leur nombre est de 48 forages, (TGT) pour les 9 forages de Touggourt, (SDA) pour les 13 forages situés à Sidi Amrane, (DJM) pour les 40 forages à Djamaa, MGR pour les 14 puits situés à Meghaier, OTM pour 14 puits d'Oum Thiour et STL pour les 4 puits à Still, les points d'eaux échantillonnés sont ordonnés par latitude en UTM, de la plus petite jusqu'à la plus grande.

## **IV.2- Résultats d'analyses physico-chimiques**

### **IV.2.1- Le potentiel hydrogène (pH)**

Le pH détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau en mesurant la concentration des ions  $H^+$ , il varie selon une échelle de 0 à 14, alors que 7 est le pH de neutralité. Les valeurs de pH mesurées (Tableau IV.1) paraissent proches de la neutralité à légèrement alcalins dans toutes les régions avec de faibles écarts types.

### **IV.2.2- La température (°C)**

La température des eaux est variable selon différents facteurs ; il s'agit essentiellement de la température extérieure (air), les saisons, la nature géologique des aquifères et également de la profondeur des eaux (gradient thermique).

Les températures (Tableau IV.1) dépassent légèrement celles recommandées par l'OMS (22-25 °C), l'écart type est de 2,83, avec une valeur minimale de 15,9 °C et une valeur maximale de 30,9 °C, l'origine de ces variations doit revenir à l'un des facteurs cités ci-dessus.

### **IV.2.3- La conductivité électrique CE ( $\mu S.cm^{-1}$ )**

La conductivité électrique donne une idée sur la minéralisation totale d'une eau (sels minéraux), elle se mesure à une température des eaux entre 20° à 25° C, elle augmente avec la température et s'exprime en  $\mu S.cm^{-1}$ .

Les valeurs des conductivités (Tableau IV.1) des eaux dépassent les normes ( $>1000 \mu S.cm^{-1}$ ) de potabilité de l'OMS (normes mises à jour en 2006), voir supérieure à  $10000 \mu S.cm^{-1}$  selon les cas, elles présentent une évolution remarquable le long du sens d'écoulement des eaux, soit  $5384.2 \mu S.cm^{-1}$  en moyenne, 2540 au minimum et 10595 au maximum avec un écart-type de l'ordre de 1728.9.

#### IV.2.4- Les sulfates $\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l)

La présence des ions sulfatés dans l'eau est liée principalement à la dissolution des formations gypseuses, selon l'équation :



Les concentrations des sulfates observées (Tableau IV.1) dépassent les normes (500 mg/l), elles atteignent des concentrations très fortes (3125 mg/l) et présentent une augmentation nette le long du sens d'écoulement des eaux de la nappe. (Figure IV.7)

#### IV.2.5- Les chlorures $\text{Cl}^-$ (mg/l)

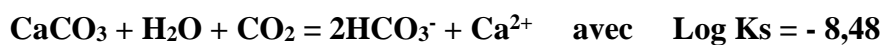
L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution de l'Halite ( $\text{NaCl}$ ), qui se fait selon la relation suivante :



Cet élément présente des concentrations très élevées ( $> 3400$  mg/l) (Tableau IV.1), son augmentation est nettement remarquable le long du sens d'écoulement des eaux. (Figure IV.7).

#### IV.2.6- Les bicarbonates $\text{HCO}_3^-$ (mg/l)

La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées (calcaire. Dolomite...etc.) par des eaux chargées en gaz carbonique. L'équation de dissolution est donnée comme suit :



Les bicarbonates dans les eaux du Mio-Pliocène du Sahara Est septentrional algérien présentent des teneurs dépassant les normes de potabilité (30 mg/l) dans la plupart des points échantillonnés, les concentrations oscillent entre 3,8 mg/l et 304 mg/l, voire une moyenne de 142.9 mg/l.

#### IV.2.7- Les nitrates $\text{NO}_3^-$ (mg/l)

Les nitrates représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, et c'est la forme la plus soluble de ce dernier, les teneurs en nitrates observées (Tableau IV.1), sont relativement

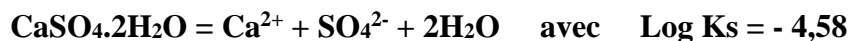
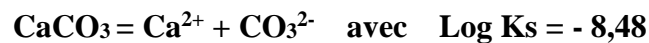
moyennes, quelques fois, elles dépassent les normes (50 mg/l) ce qui laissent penser à l'infiltration de l'azote végétal à partir des zones d'infiltrations des eaux d'irrigation.

#### IV.2.8- Les nitrites $\text{NO}_2^-$ (mg/l)

Les nitrites présentent la forme la moins oxygénée et la moins stable de l'azote, les concentrations observées (Tableau IV.1) sont faibles et inférieures à la norme (0.2 mg/l) dans la plupart des échantillons, mais ça n'a pas empêché d'enregistrer des concentrations plus ou moins élevées surtout dans la région de Hassi Ben Abdallah (Ouargla) ; (0,42 mg/l).

#### IV.2.9- Le calcium $\text{Ca}^{2+}$ (mg/l)

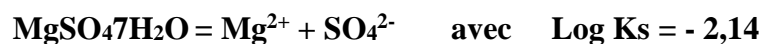
La présence des ions  $\text{Ca}^{2+}$  dans les eaux est liée principalement à la dissolution des formations carbonatées ( $\text{CaCO}_3$ ) ainsi que les formations gypseuses ( $\text{CaSO}_4$ ) selon les équations suivantes :



Les eaux présentent des teneurs supérieures à 160 mg/l. (Tableau IV.1) voire des teneurs extrêmes (> 700 mg/l), on remarque que ces concentrations augmentent en allant vers le Nord (Figure IV.8).

#### IV.2.10- Le magnésium $\text{Mg}^{2+}$ (mg/l)

Cet élément provient de la dissolution des formations carbonatées ou sulfatées à fortes teneurs en magnésium en l'occurrence ; la Dolomite et l'Epsomite selon la relation suivante :



Les concentrations moyennes observées (Tableau IV.1), sont proches des valeurs naturelles, cet élément présente une augmentation remarquable en fonction du sens d'écoulement des eaux de la nappe. (Figure IV.8).

**IV.2.11- Le sodium Na<sup>+</sup> (mg/l)**

L'existence de cet élément est liée, essentiellement, à la dissolution de l'Halite. En effet, le sodium, de même que pour les chlorures, affiche des teneurs élevées dans les eaux du Mio-Pliocène, avec des valeurs maximales de plus de 2000 mg/l. (Tableau IV.1) Cet élément lui aussi présente une évolution remarquable. (Figure IV.8).

**IV.2.12- Le potassium K<sup>+</sup> (mg/l)**

Il provient essentiellement, des évaporites, en l'occurrence la Sylvite (KCl), ou par suite d'altération des argiles potassiques, et même par infiltration des eaux d'irrigation riches en cet élément suite à l'utilisation abusive des engrais agricoles de type NPK.



Les teneurs en potassium observées dans les eaux (Tableau IV.1) dévoilent des valeurs relativement élevées, en dépassant les normes (12 mg/l), mais contrairement aux autres éléments, le potassium ne présente pas de grande évolution.

**IV.2.13- Le fer total Fe (mg/l)**

La présence du fer dans l'eau peut avoir une origine naturelle, par lessivage des terrains argileux, ou une origine industrielle, par corrosion des tubages. Les valeurs relevées (Tableau IV.1), dépassent selon les cas, les normes (0.3 mg/l) de l'OMS.

**IV.2.14- Les phosphates PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> (mg/l)**

Les phosphates dans les eaux souterraines peuvent avoir plusieurs origines, à savoir la dissolution de quelques roches qui les contiennent (apatite), soit par infiltration des eaux d'irrigation qui lessive les engrais NPK ou fumier naturel. Dans nos eaux, cet élément n'a pas dépassé la norme internationale (OMS, 2006) soit < 5mg/l.

**IV.2.15- Les Fluorures F<sup>-</sup> (mg/l)**

Les eaux souterraines de notre région d'étude présentent des teneurs moyennes en fluorures qui dépassent les concentrations limites recommandées par l'OMS (1,5 mg/l), (Tableau IV.1), cet élément chimique n'apparaît dans la nature que sous forme liée à d'autres



éléments (fluorure de calcium, fluorure d'aluminium, de sodium...). La fluorine et la fluorapatite sont les principaux minéraux argileux fluorés des aquifères (Nezli, 2009).

#### IV.2.16- La silice SiO<sub>2</sub> (mg/l)

La silice est la forme naturelle du dioxyde de silicium (SiO<sub>2</sub>) qui entre dans la composition de nombreux minéraux, dans nos eaux, elle varie entre 0 à 23,52 mg/l, soit une moyenne de 7,66 mg/l (Tableau IV.1).

**Tableau IV.1 : Variations des paramètres physico-chimiques (en mg/l)**

	<i>Valeurs valides</i>	<i>Moyenne</i>	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Ecart-type</i>
<i>pH</i>	141	7.428	6.62	8.1	0.308
<i>T° C</i>	76	24.38	15.9	30.9	2.832
<i>CE (µS/cm)</i>	141	5384.291	2540	10595	1728.916
<i>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (mg/l)</i>	141	1529.016	252.2	3125	667.804
<i>Cl<sup>-</sup> (mg/l)</i>	141	1319.44	404.9	3400	643.811
<i>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (mg/l)</i>	141	142.925	3.8	304	53.938
<i>NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (mg/l)</i>	134	22.496	0	69.51	17.078
<i>NO<sub>2</sub><sup>-</sup> (mg/l)</i>	56	0.026	0	0.42	0.059
<i>Ca<sup>2+</sup> (mg/l)</i>	141	382.696	160	707	151.547
<i>Mg<sup>2+</sup> (mg/l)</i>	141	232.608	48.6	701.3	119.343
<i>Na<sup>+</sup> (mg/l)</i>	141	727.821	200	2000	384.390
<i>K<sup>+</sup> (mg/l)</i>	141	34.417	8.5	87.5	14.414
<i>Fe (mg/l)</i>	47	0.354	0	1.8	0.333
<i>PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> (mg/l)</i>	43	0.395	0.003	4.4	0.912
<i>F<sup>-</sup> (mg/l)</i>	18	1.738	0.4	2.54	0.617
<i>SiO<sub>2</sub> (mg/l)</i>	26	7.661	0	23.52	8.725

#### IV.3- Analyse statistique des paramètres physiques et éléments chimiques

L'analyse statistique est devenue récemment un outil indispensable dans n'importe quelle étude géochimique et hydrochimique, cette approche a été utilisée dans de nouvelles recherches portant sur la géochimie des aquifères du complexe terminal (Nezli 2004, Houari, 2012 ; Abid et al, 2012 ; Hadj Ammar et al, 2014 ; Bettahar et al, 2017 ; Sail et al, 2019; cette analyse concerne les paramètres physico-chimiques des eaux, elle permet d'avoir une vision globale des relations qui peuvent exister entre les différents paramètres mesurés ainsi que les tendances que présentent les observations, ces relations vont être interprétées au fur et à mesure.

L'objectif de cette analyse est de faire ressortir les tendances chimiques dans ces eaux, ces tendances sont en réalité une approche sur les origines dans le cas des variables. Alors que pour les observations, ces tendances traduisent notamment des classes de la minéralisation. On a choisi de traiter nos résultats par les méthodes de classification ascendante hiérarchique (CAH) et l'analyse en composantes principales (ACP).

#### IV.3.1- Corrélations entre les paramètres physico-chimiques

On remarque une dépendance étroite entre les paramètres (CE, Ca, Mg, Na, SO<sub>4</sub>, Cl),, cette relation se traduit par les coefficients de corrélation se rapprochant de "1" (Tableau IV.2). Les liens significatifs peuvent être probablement attribués à des origines communes de ces éléments.

**Tableau IV.2 : Matrice de corrélation des éléments chimiques**

	<i>CE</i> ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	<i>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></i>	<i>Cl<sup>-</sup></i>	<i>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></i>	<i>Ca<sup>2+</sup></i>	<i>Mg<sup>2+</sup></i>	<i>Na<sup>+</sup></i>	<i>K<sup>+</sup></i>
<i>CE</i> ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	1.00							
<i>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></i>	0.85	1.00						
<i>Cl<sup>-</sup></i>	0.88	0.50	1.00					
<i>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></i>	-0.22	-0.21	-0.19	1.00				
<i>Ca<sup>2+</sup></i>	0.80	0.90	0.50	-0.35	1.00			
<i>Mg<sup>2+</sup></i>	0.78	0.72	0.64	-0.18	0.71	1.00		
<i>Na<sup>+</sup></i>	0.89	0.63	0.90	-0.10	0.50	0.47	1.00	
<i>K<sup>+</sup></i>	0.49	0.17	0.63	0.08	0.14	0.20	0.62	1.00

#### IV.3.2- Classification ascendante hiérarchique (CAH)

C'est une méthode de classification automatique utilisée dans l'analyse des données, son objectif est de répartir ces individus dans un certain nombre de classes. La méthode suppose qu'on dispose d'une mesure de dissimilarité entre les individus; dans le cas de points situés dans un espace euclidien, on peut utiliser la distance comme mesure de dissimilarité.

La classification ascendante hiérarchique est dite ascendante, car elle part d'une situation où tous les individus sont seuls dans une classe, puis sont rassemblés en classes de plus en plus grandes.

### IV.3.2.1- Classification ascendante hiérarchique des variables (éléments chimiques)

Le dendrogramme de la classification des variables (Figure IV.1) montre tout d'abord la participation de tous les paramètres mesurés dans la minéralisation des eaux de l'aquifère exprimée en termes de conductivité électrique, mais à des degrés variables. Cette conductivité se trouve gouvernée, aussi bien par les évaporites ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , et  $\text{Na}^+$ ), que par les carbonates ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , et  $\text{HCO}_3^-$ ), qui se regroupent en trois classes :

- Un premier groupe (**G1**) représente la classe des eaux caractérisées par une **minéralisation** excessive exprimée par une conductivité électrique élevée (**extrêmes**).
- Un deuxième groupe (**G2**) représentant une étroite liaison entre le sodium et les chlorures qui sont liés à leur tour par les sulfates bien corrélés (groupe des **évaporites**).
- Un troisième groupe (**G3**) représente une dépendance entre calcium et magnésium qui sont tous deux en relation étroite avec les bicarbonates (groupe des **carbonates**).
- Un quatrième groupe (**G4**) représentant une liaison entre les nitrates, les nitrites, les phosphates et le potassium, c'est une famille qu'on peut appeler celle des **substances indésirables**.

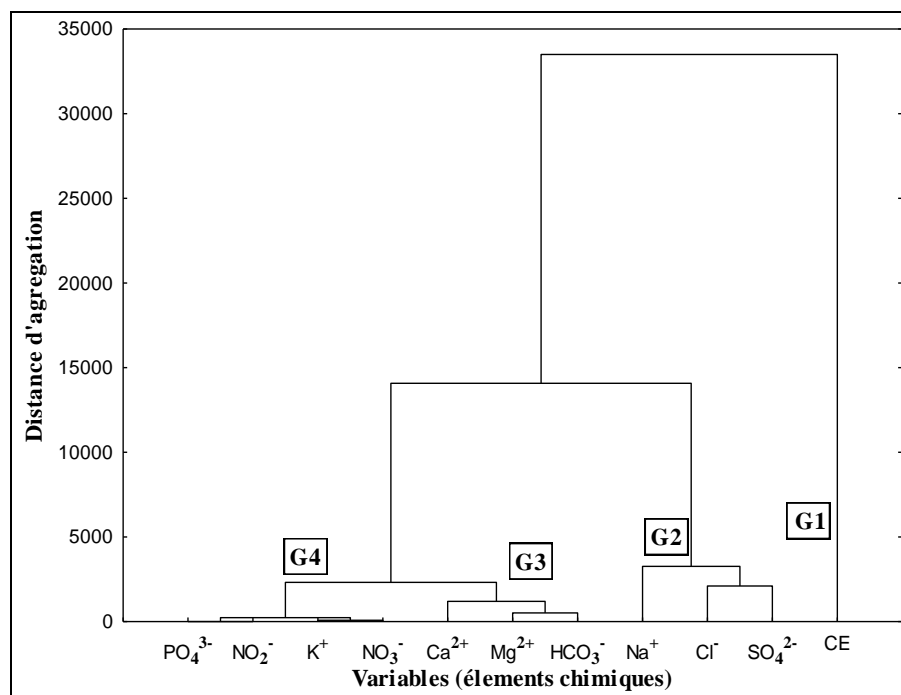


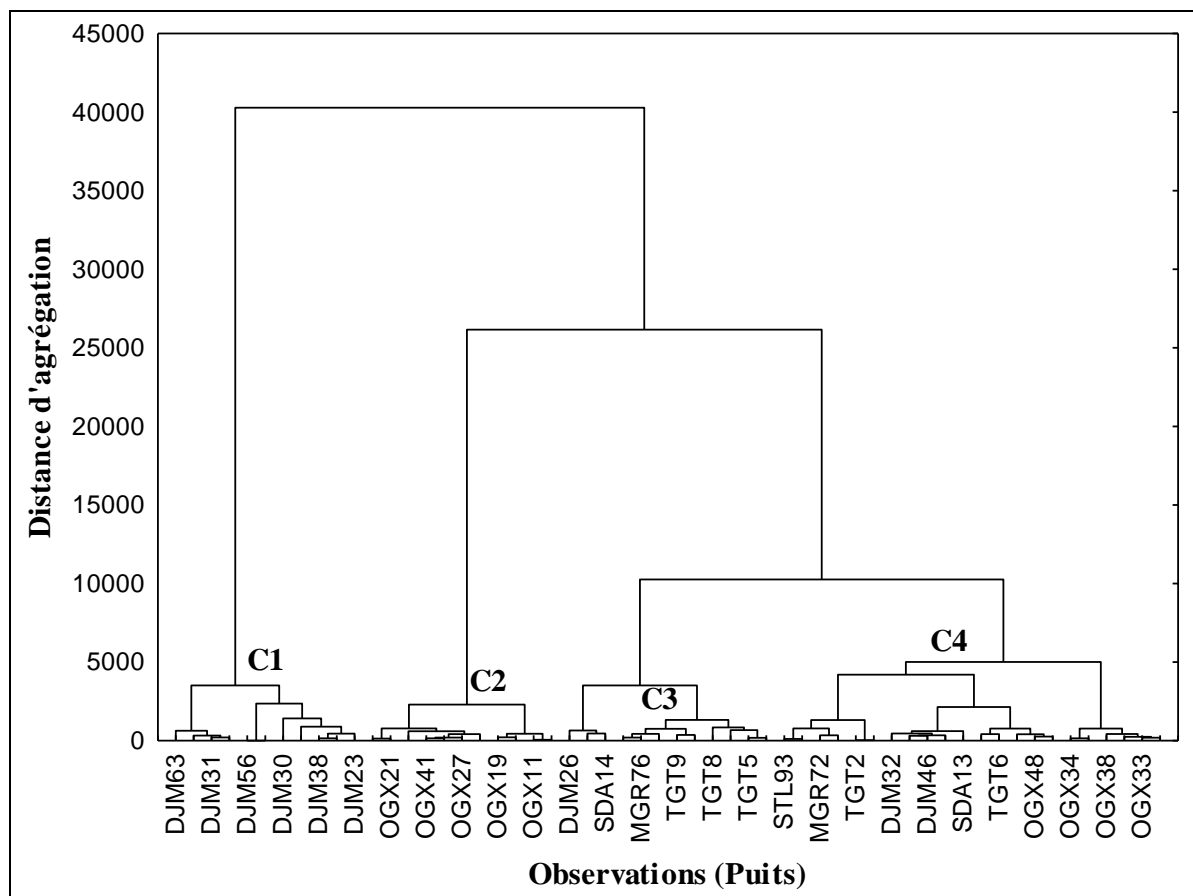
Figure IV.1 : Classification ascendante hiérarchique (C.A.H) des variables (CE et éléments chimiques)

#### IV.3.2.2- Classification ascendante hiérarchique des observations (puits par régions)

Pour le dendrogramme des observations, le choix des classes est basé sur la matrice de proximité (Distance euclidienne) en regroupant des différentes classes selon la variabilité des observations, ce qui correspond dans notre cas à l'importance de la minéralisation.

Le principe est basé sur la classification des observations autour d'un centre de gravité pour chaque variable dans chaque classe, le traitement statistique des observations par la méthode sus citée fait ressortir quatre classes (Figure IV.2), elles se regroupent selon l'influence de la lithologie dans chaque région, ce qui correspond aux différentes classes ressorties (minéralisation, Évaporites, Carbonates et substances indésirables) du dendrogramme des variables (Figure IV.1).

- La première classe (**C1**) est constituée de puits dont la plupart se situent au niveau de la région de Djamaa où les valeurs de conductivités électriques sont extrêmes, en aval du sens d'écoulement (lessivage), près des chotts et la lithologie se caractérise par des sables, des argiles et des évaporites ; d'ailleurs c'est le facteur qui relie ces observations.
- La deuxième classe (**C2**) est celle des eaux à dominance des minéraux évaporitiques, ce sont des forages situés au niveau de la région de Ouargla dans la plupart des cas, en fait, la lithologie dans cette région est caractérisée par l'abondance des formations évaporitiques.
- La troisième classe (**C3**) se caractérise par des eaux où les carbonates présentent un facteur en commun, ceci peut être expliqué par la contribution des minéraux carbonatés existant dans ces régions plus que les autres (Touggourt) à l'enrichissement des eaux. Une autre explication peut aussi être lancée, c'est un apport supplémentaire de ces éléments en provenance localement de la nappe du Sénonien et/ou Éocène carbonaté sous-jacente.
- La quatrième et dernière classe (**C4**) englobe des forages situés un peu partout dans la totalité de notre zone d'étude, ce sont des eaux où les éléments indésirables (de pollution) se rapprochent, c'est tout à fait évident si ces puits se situent dans des périmètres caractérisés par de fortes activités agricoles.



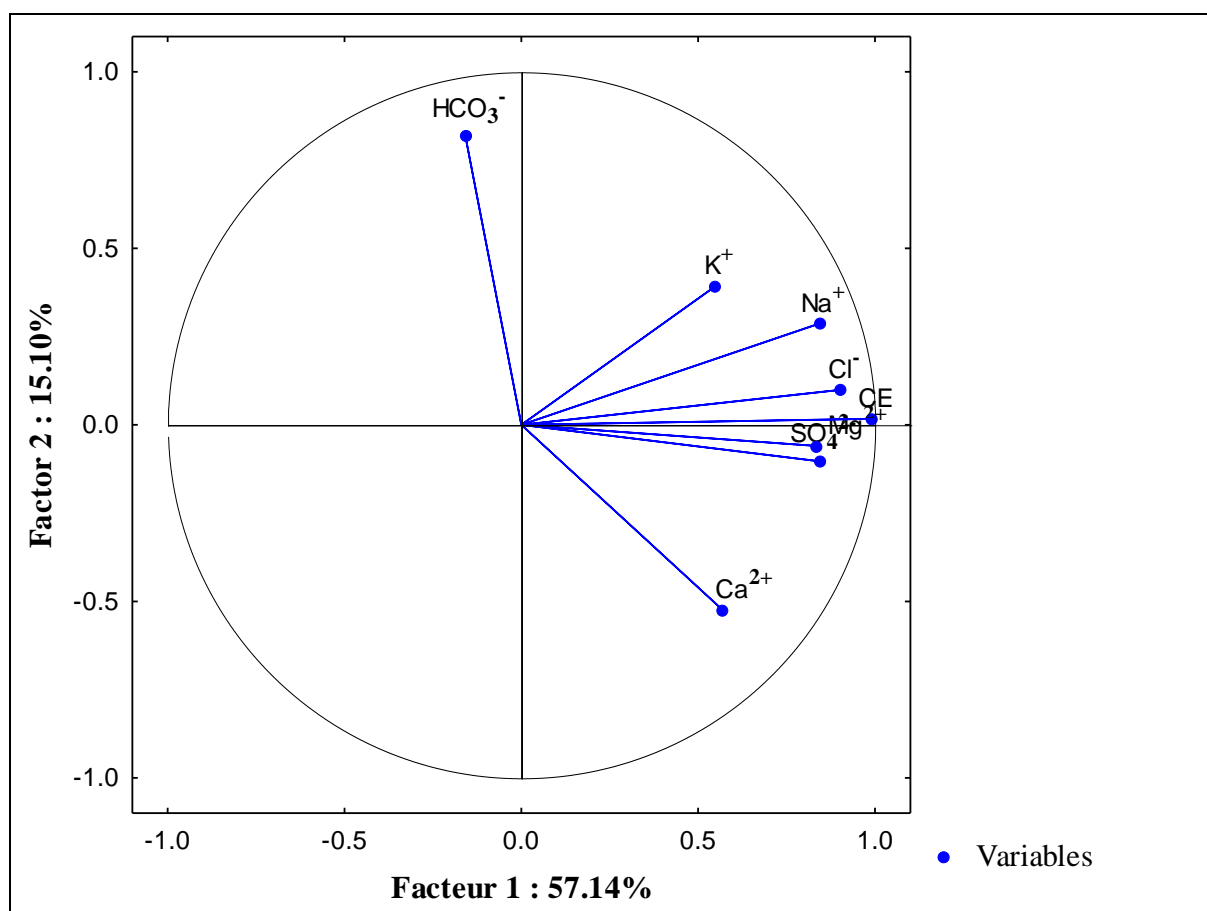
**Figure IV.2 : Classification ascendante hiérarchique (C.A.H) des observations (forages)**

### IV.3.3- Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP ou PCA en anglais (*principal component analysis*), est une méthode de la statistique multivariée, elle consiste à transformer des variables liées entre elles (dites « corrélées » en statistique) en nouvelles variables décorréelées les unes des autres. Ces nouvelles variables sont nommées « composantes principales », ou axes principaux. Elle permet de réduire le nombre de variables et de rendre l'information moins redondante.

Il s'agit d'une approche à la fois géométrique (les variables étant représentées dans un nouvel espace, selon des directions d'inertie maximale) et statistique (la recherche portant sur des axes indépendants expliquant au mieux la variabilité « la variance » des données). Lorsqu'on veut compresser un ensemble de variables aléatoires, les premiers axes de l'analyse en composantes principales sont un meilleur choix, du point de vue de l'inertie ou de la variance.

Pour les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène de notre région d'étude, l'application de la méthode de l'ACP montre une prédominance distincte de l'axe du facteur 1 avec 57,14% des variances, et si on additionne la valeur de l'axe du facteur 2, on obtient une variance cumulée de 72,24%, cette valeur importante indique que la conductivité électrique est en association étroite avec les éléments chimiques des minéraux évaporitiques les plus solubles (Na, Cl, Mg, SO<sub>4</sub>), ces éléments sont bien positivement corrélés au facteur 1, cependant, les bicarbonates HCO<sub>3</sub>, le calcium Ca, et à un degré moindre le potassium K, paraissent ne pas bien corrélés au facteur 1. (Figure IV.3).



**Figure IV.3 : Projection des variables sur le plan des facteurs F1 vs F2**

En projetant les observations (puits par régions), sur le plan des facteurs F1 vs F2, on obtient le nuage de points suivant qui montre l'affinité de quelques exemples de points d'eaux (les plus significatifs). (Figure IV.4). Le graphique de la (Figure IV.5) montre les valeurs propres de la matrice de corrélation, les pourcentages des facteurs 3, 4, 5, 6, 7, et 8 sont négligeables.

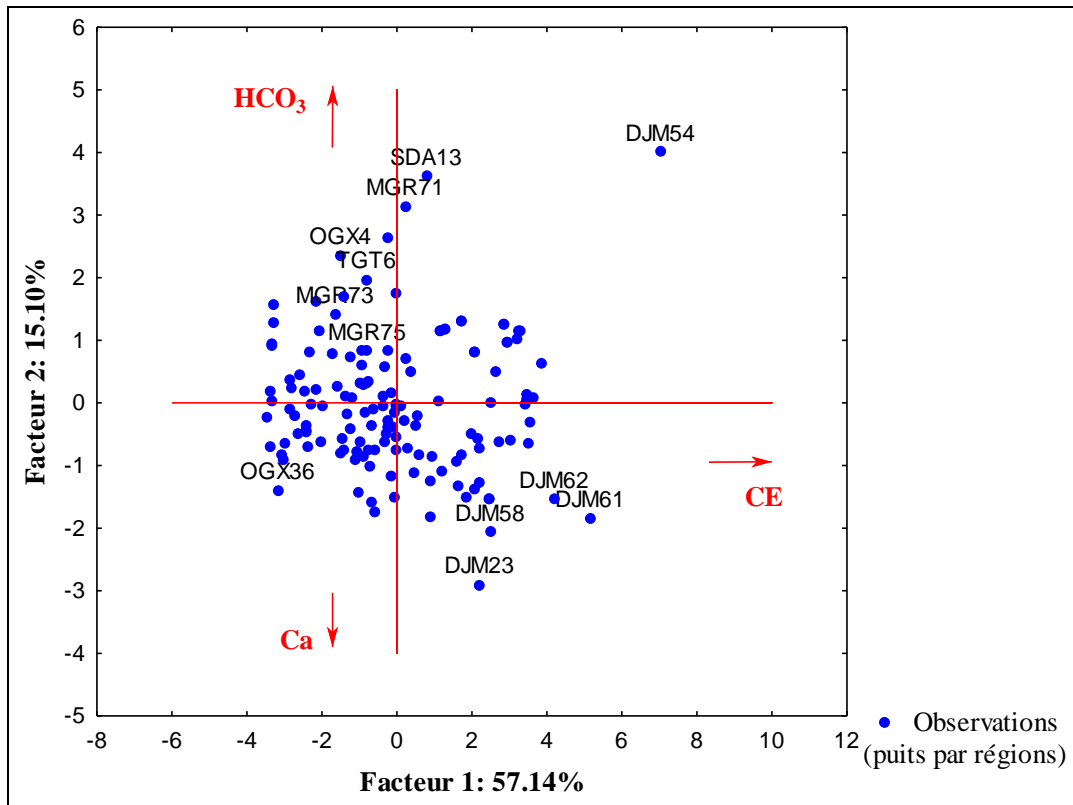


Figure IV.4 : Projection des variables sur le plan des facteurs F1 vs F2

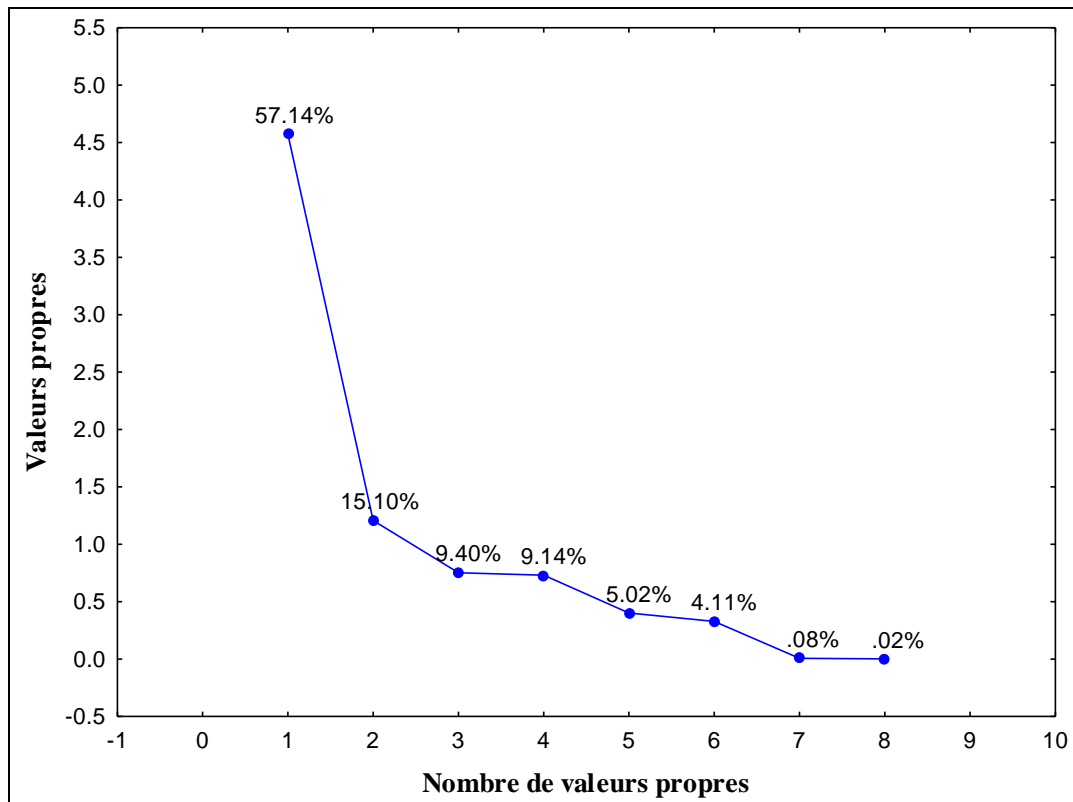


Figure IV.5 : Valeurs propres de la matrice de corrélation

#### IV.4- Évolution du chimisme des eaux

##### IV.4.1- Évolution des paramètres physico-chimiques

###### IV.4.1.1- La conductivité électrique (CE)

Les valeurs de la conductivité électrique montrent de fortes amplitudes et s'avèrent caractéristiques des eaux de la nappe du Mio-Pliocène (Figure IV.6), elles dépassent les normes et augmentent en allant du Sud au Nord (de 2540  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  à Ouargla à 10595  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  à Djamaa), des valeurs extrêmes ont été enregistrées au niveau de quelques puits de la région de Djamaa, en aval et à proximité des zones d'exutoires de la nappe (zone des chotts), les valeurs de conductivité électrique subissent une certaine diminution surtout au niveau des régions de Meghaier, Oum Thiour et Still suite à la recharge de la nappe par des eaux de précipitations provenant des versants sud de l'atlas saharien, ou bien par la précipitation des minéraux évaporitiques au niveau des chotts.

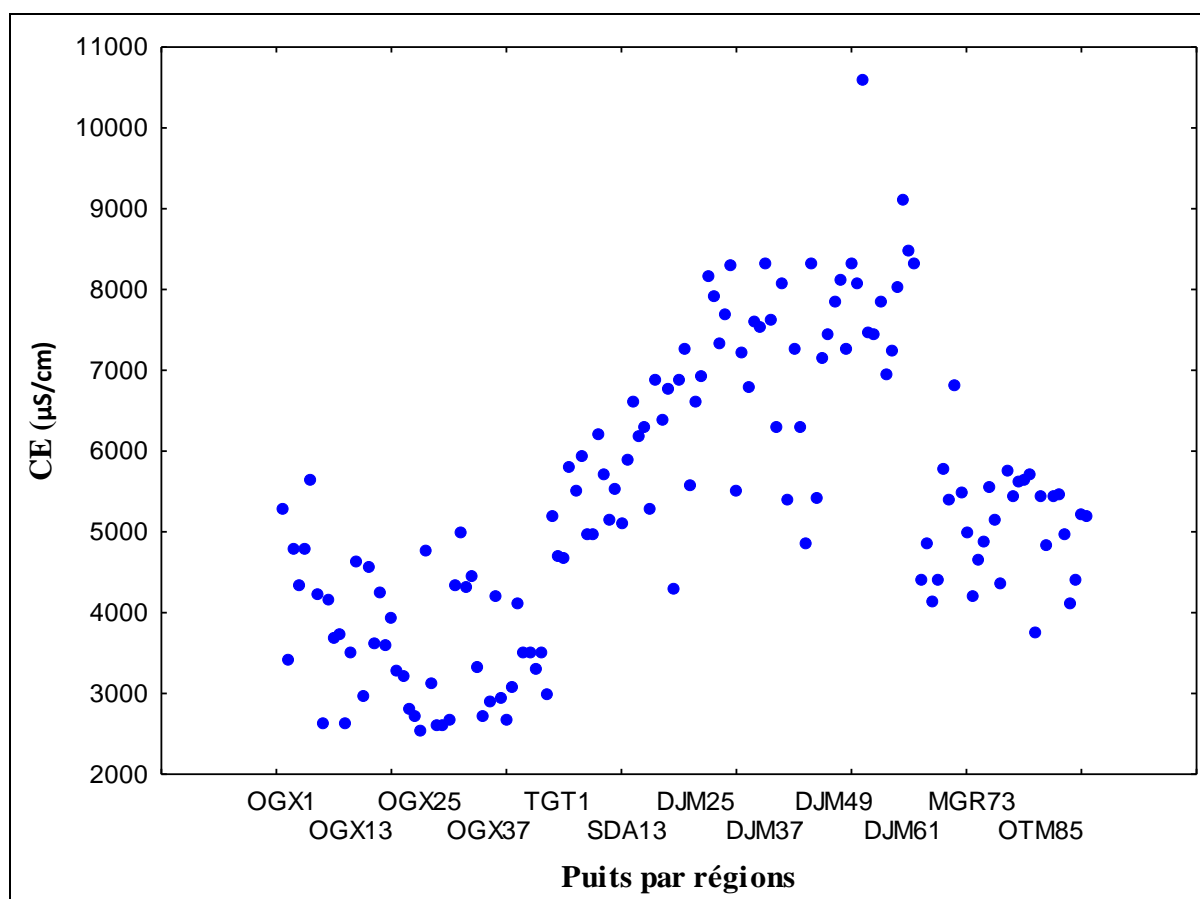


Figure IV.6 : Évolution des conductivités électriques



#### IV.4.1.2- Les anions majeurs

Les anions majeurs montrent un excès par rapport aux normes (Figure IV.7), pour les sulfates, l'augmentation des concentrations le long du sens d'écoulement des eaux est nettement remarquable, avec quelques valeurs extrêmes qui dépassent les 3000 mg/l localement (Djamaa), par ailleurs, on a enregistré au niveau des régions de Meghaier et Still, des concentrations oscillant entre 1000 et 2000 mg/l.

Pour les chlorures, on a enregistré des concentrations élevées au niveau de toute la zone d'étude, avec une augmentation des valeurs le long du sens d'écoulement des eaux de la nappe, puis une rechute nette au niveau des régions de Meghaier, Oum Thiour, vers des valeurs minimales à Still (625 mg/l).

Les concentrations en bicarbonates sont également au-delà des normes (30 mg/l) pour, toutes les valeurs enregistrées le long de notre région d'étude, elles restent presque constantes et ne présentent pas d'évolution remarquable.

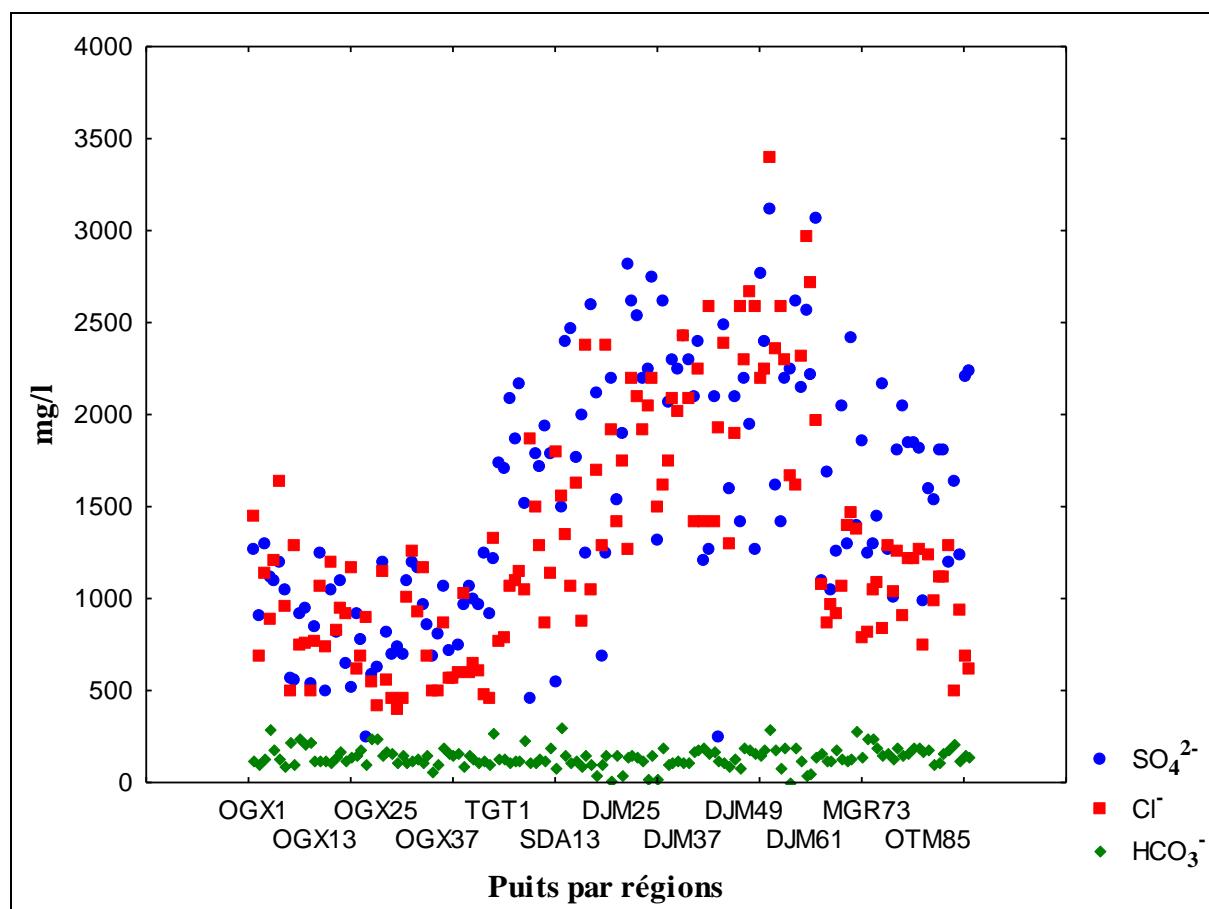


Figure IV.7 : Évolution des anions majeurs

### VI.4.1.3- Les cations majeurs

Pour les cations majeurs, la dominance du sodium est nette, les valeurs enregistrées (Figure IV.8) montrent des concentrations élevées dépassent localement les 2000 mg/l (Djamaa), cet élément évolue également le long du sens d'écoulement des eaux, et simultanément aux chlorures, on a enregistré la chute des concentrations au niveau des points échantillonnés à Meghaier, Oum Thiour et Still pour atteindre 202 mg/l au puits OTM 84.

Les teneurs en calcium montrent une évolution remarquable et des concentrations élevées et dépassant les normes de potabilité (100 mg/l), même chose pour le magnésium, mais d'un degré moindre soit en matière des concentrations ou de la vitesse d'évolution.

Contrairement, les teneurs en potassium paraissent au-delà des normes (12 mg/l), mais sans présenter de remarquable augmentation.

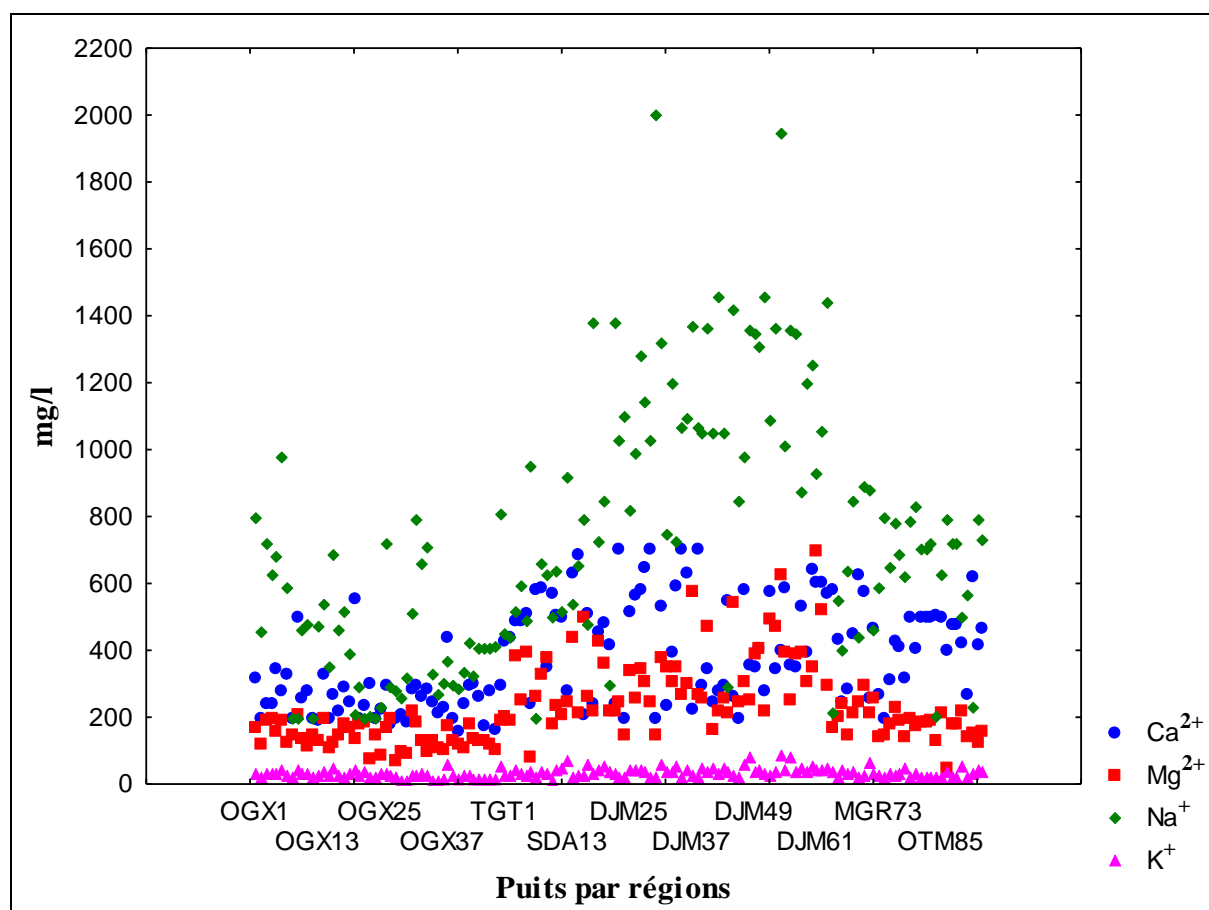


Figure IV.8 : Évolution des cations majeurs

## IV.4.2- L'évolution par rapport à un facteur de concentration

### IV.4.2.1- Détermination du facteur de concentration (Fc)

L'estimation de la concentration des eaux se fait à l'aide d'un traceur chimique, cette méthode a été utilisée par Valles (1987) dans la vallée de l'oued de Medjerdah en Tunisie, Gueddari (1984) pour l'étude de la géochimie du lac Natron en Tanzanie et Chott Djerid en Tunisie, Barbiero (1992) dans la vallée du fleuve du Niger, Hamdi-Aïssa (2001) sur les sols de la cuvette de Ouargla, Nezli et al (2007) sur les eaux de la nappe phréatique de la basse vallée de l'oued M'ya, Houari (2012) sur les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du Sahara septentrional algérien et Abid (2014) pour l'étude de la géochimie des eaux de la nappe du Mio-Pliocène et celle du Crétacé supérieur du sud tunisien.

Le travail consiste à tester que la salinité résulte de la concentration des eaux, c'est pour quoi on fait intervenir le concept du facteur de concentration (Fc) qui est estimé à partir du rapport entre la valeur de la conductivité électrique de chaque échantillon et la plus petite valeur de la conductivité électrique observée dans l'ensemble des échantillons.

### IV.4.2.2- Évolution du chimisme par rapport au facteur de concentration

#### IV.4.2.2.1- Les anions majeurs

L'origine des grandes valeurs de conductivité des eaux du Mio-Pliocène de la zone d'étude est sans doute leur forte salinité, l'évolution des chlorures se fait donc de la même façon que celle des conductivités, le graphique ci-dessous (Figure IV.9) montre que la droite de l'évolution des chlorures est presque parallèle à celle du facteur de concentration et se fait selon la même pente.

Pour les sulfates, La (Figure IV.9) montre que leur évolution est parallèle à celle des conductivités, cet élément évolue donc de la même manière que le traceur.

L'analyse du graphique (Figure IV.9) montre que les bicarbonates n'évoluent pas avec la concentration globale dès le départ, ce qui peut être expliqué soit par leur participation à des précipitations, soit par un enrichissement très faible des eaux par cet anion du fait que les carbonates (calcite et dolomite) sont peu solubles.

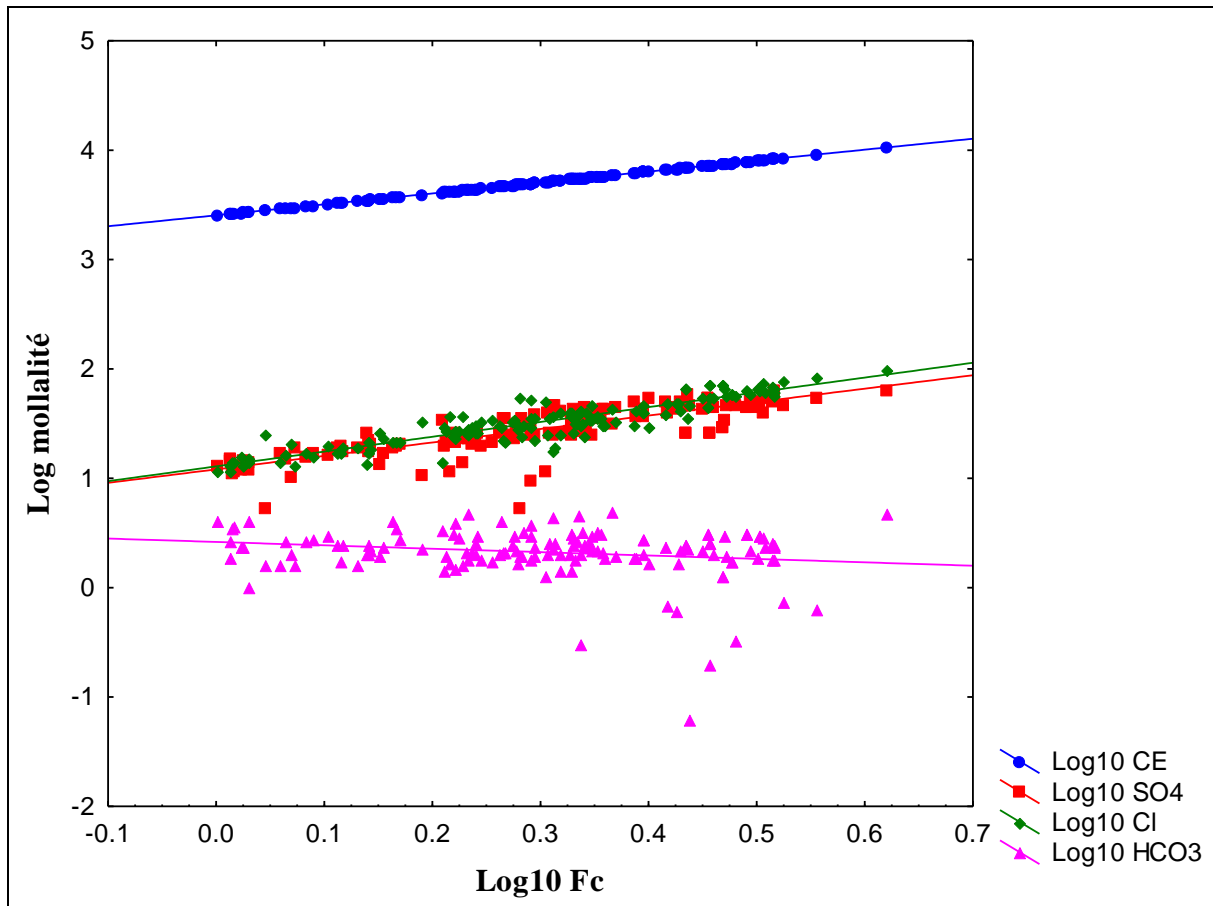


Figure IV.9 : Évolution des anions majeurs par rapport au facteur de concentration

#### IV.4.2.2.2- Les cations majeurs

Le diagramme ci-après (Fig.IV.10) montre que le sodium dans le cas général suit parfaitement celle du facteur de concentration, du fait que c'est la salinité qui gouverne le comportement des conductivités, idem pour le calcium, le magnésium et le potassium, où ces trois cations suivent l'évolution du traceur, mais avec un rythme légèrement faible,

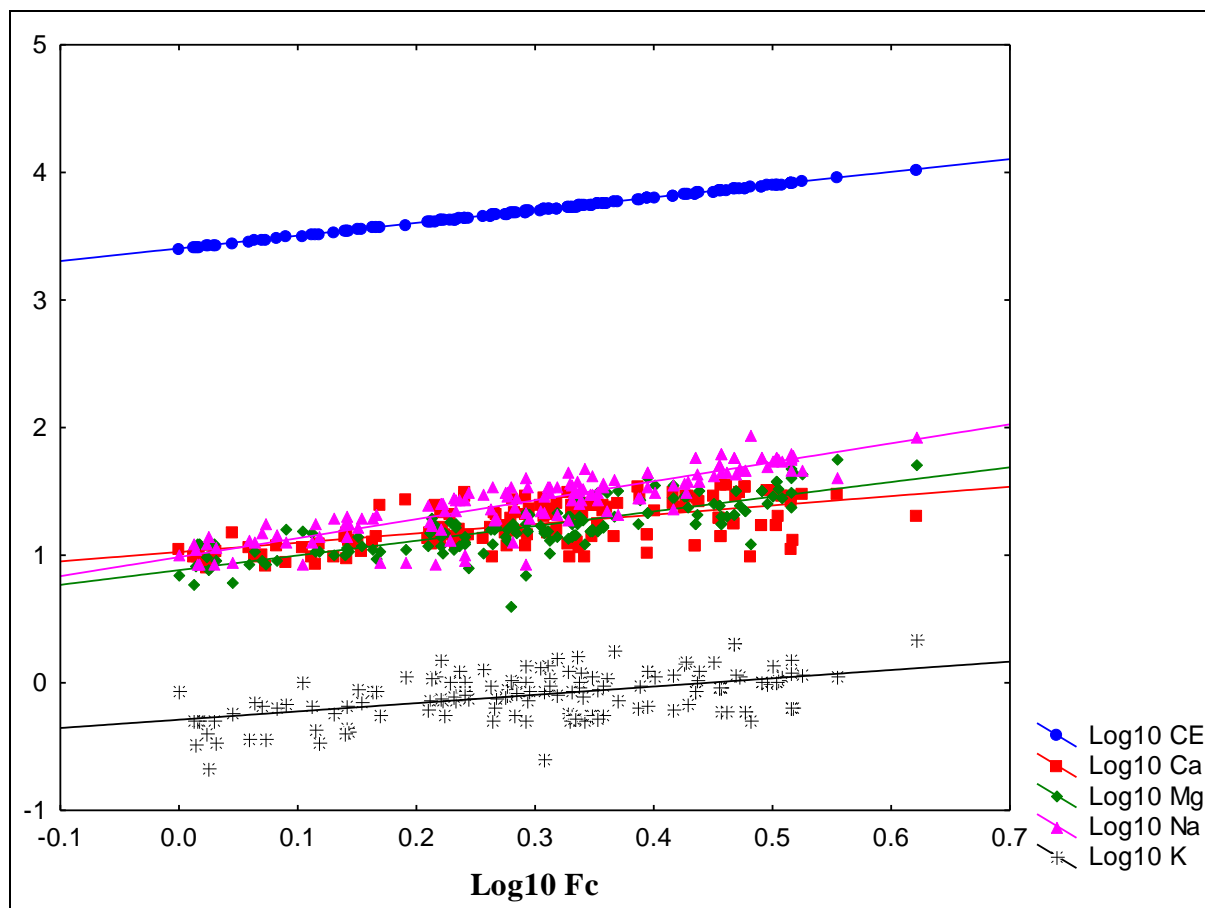


Figure IV.10 : Évolution des cations majeurs par rapport au facteur de concentration

## IV.5- Faciès chimique des eaux

### IV.5.1- Par le diagramme de Piper

Le diagramme de Piper permet une représentation des anions et des cations sur deux triangles spécifiques dont les côtés témoignent des teneurs relatives en chacun des ions majeurs par rapport au total de ces ions (cations pour le triangle de gauche, anions pour le triangle de droite), la position relative d'un résultat analytique sur chacun de ces deux triangles permet de préciser en premier lieu la dominance anionique et cationique.

À ces deux triangles est associé un losange sur lequel est reportée l'intersection des deux lignes issues des points identifiés sur chaque triangle. Ce point d'intersection représente l'analyse globale de l'échantillon, sa position relative permet de préciser le faciès de l'eau minérale concernée.

Selon le diagramme de Piper (Figure IV.11), le faciès chimique des eaux du Mio-Pliocène de notre région d'étude montre la présence de quatre familles :

- La première est celle caractérisée par le faciès chloruré calcique ou magnésien.
- La deuxième est celle caractérisée par le faciès sulfaté calcique ou magnésien.
- La troisième est celle caractérisée par le faciès chloruré sodique.
- La quatrième est celle caractérisée par le faciès sulfaté sodique.

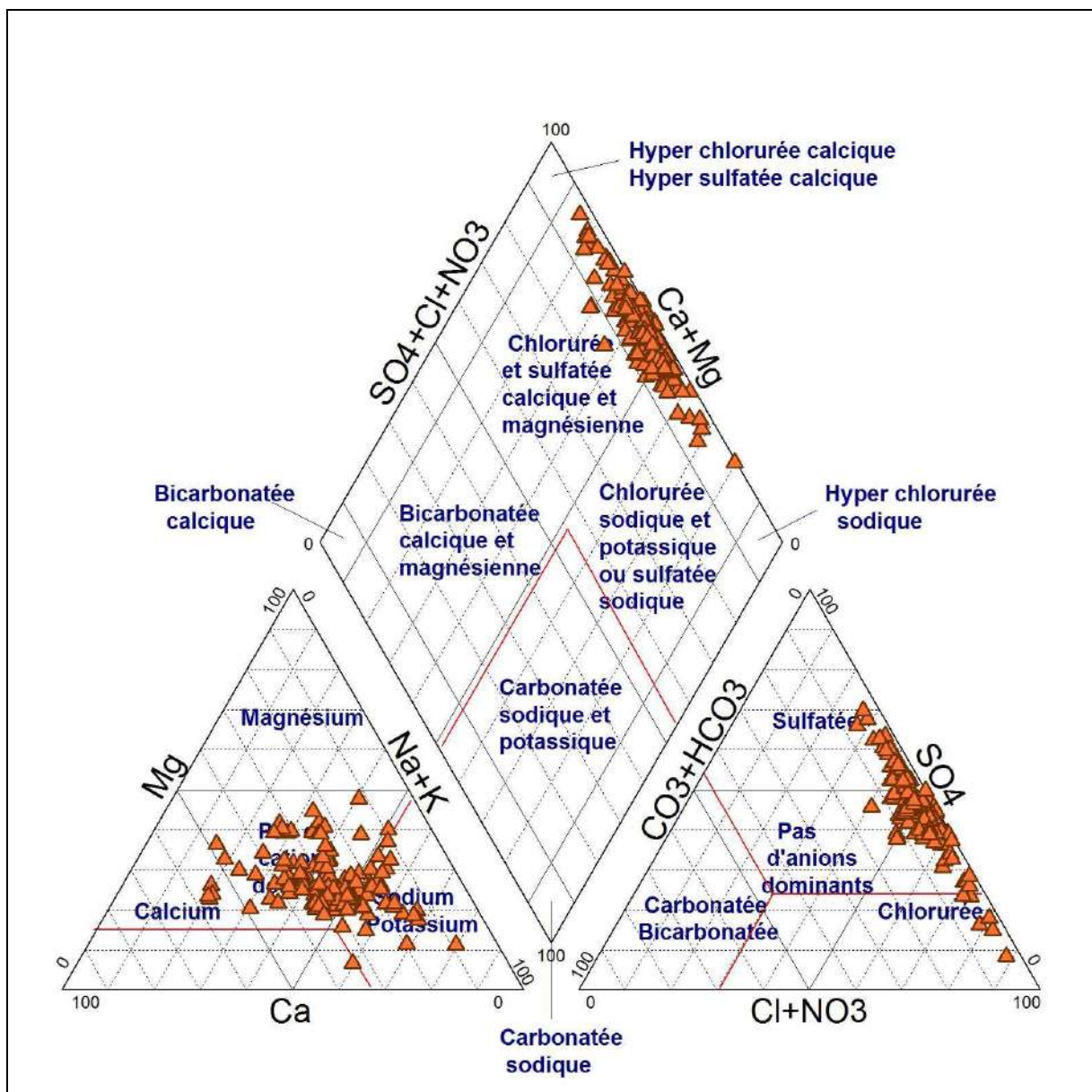


Figure IV.11 : Faciès chimiques des eaux du Mio-Pliocène du Sahara septentrional

#### IV.5.2- Par la classification de Stabler

Pour classer chimiquement les eaux, on fait recours à plusieurs formules, la plus simple est celle de STABLER, elle consiste à calculer le pourcentage de chaque ion par rapport à la concentration totale de l'eau, cette formule est :

$$r \% = (100/c) \times r$$

Avec : r : est la quantité en réaction de l'ion considéré en  $\text{m\acute{e}q.l}^{-1}$  ; c : la concentration totale.

On classe séparément les anions et les cations par ordre décroissant, on obtient les différents faciès chimiques des eaux étudiées.

Étant donné que la lithologie de leurs niveaux aquifères est riche en éléments évaporitiques ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , et  $\text{Ca}^{2+}$ ), les eaux souterraines du Sahara se trouvent dominées, exclusivement, par les faciès chlorurés et/ou sulfatés : ( $r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3$  et/ou  $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ ), quant aux anions.

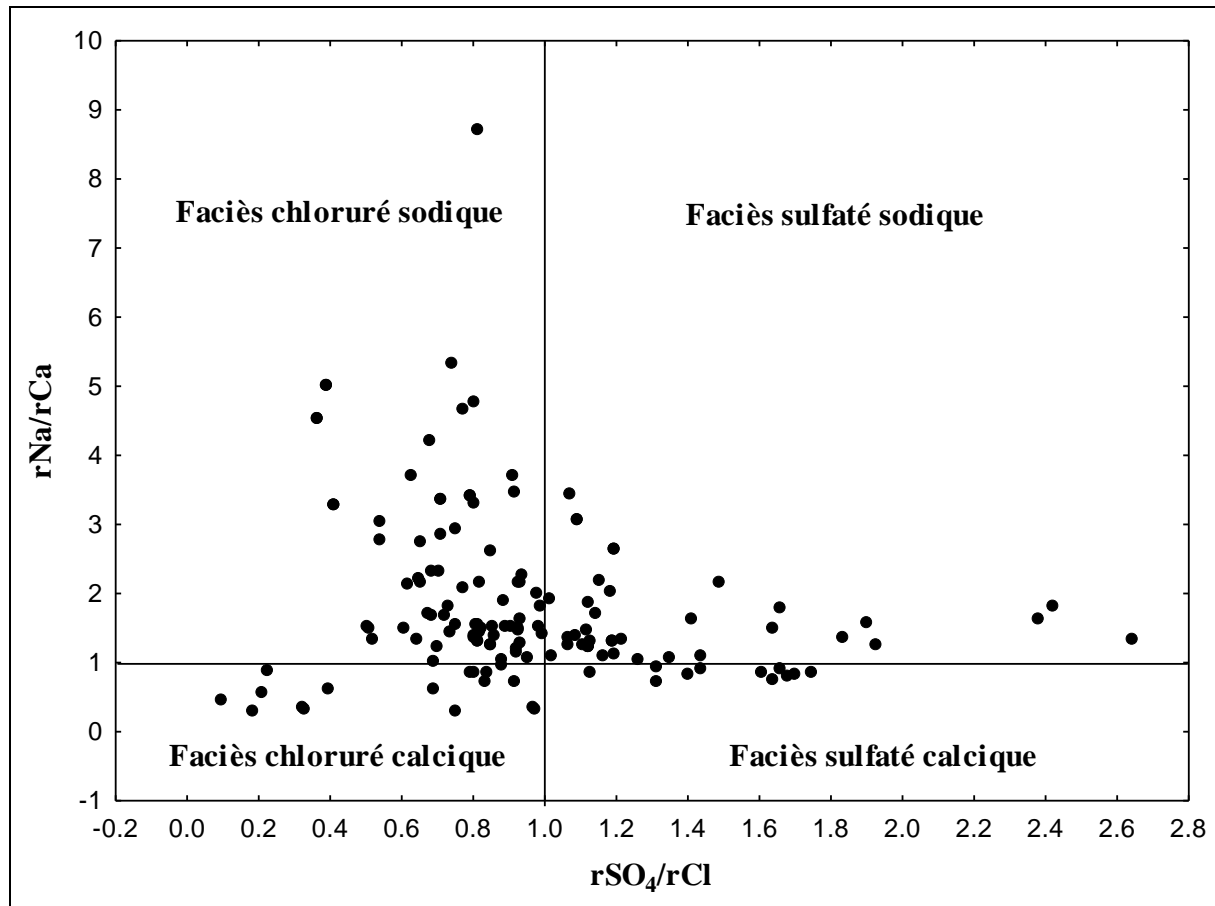
Alors que pour les cations, il n'y a pas de cation dominant, divers processus hydrogéochimiques peuvent intervenir, pour rendre les eaux, tantôt sodiques, tantôt calciques et parfois magnésiennes, en modifiant ainsi le faciès chimique des eaux dans une même nappe.

La prédominance des cations  $\text{Na}^+$  vis-à-vis de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ , ainsi que l'abondance des anions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ , nous permettent d'établir des diagrammes binaires par les rapports caractéristiques  $r\text{Na}^+/r\text{Ca}^{2+}$  versus  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ , puis  $r\text{Na}^+/r\text{Mg}^{2+}$  versus  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$  pour expliquer l'évolution des faciès géochimiques rencontrés dans le diagramme de Piper.

Le rapport  $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$  (Figure IV.12, Figure IV.13 et Figure IV.14) montrant des valeurs supérieures à 1, indique un enrichissement en ion sulfate, par contre, si ce rapport est inférieur à 1, cela indique un enrichissement en ion chlore, alors que le rapport  $r\text{Na}/r\text{Ca}$  (Figure IV.12) montrant des valeurs supérieures à 1, indique un enrichissement en sodium, ou inférieur à 1, indique un enrichissement en calcium.

Pour la plupart des échantillons de notre région, le faciès dominant est celui chloruré sodique et calcique par rapport à celui sulfaté sodique et calcique, ce qui traduit l'influence de la matrice halite avec  $r = 0.82$  (Figure IV.15) sur la matrice gypse, où  $r = 0.55$  (Figure IV.17).

Cependant, le rapport  $rNa/rCa$  est également supérieur à 1, dans la plupart des cas, indiquant l'influence de la matrice halite sur la matrice calcaire. Mais en observant toujours des faciès à dominance calcique (Figure IV.12, 14), c'est le cas des forages qui peut être expliqué par la dissolution de la matrice gypse  $CaSO_4$ , et des faciès à dominance magnésienne (Figure IV.13, 14).



**Figure IV.12 : Faciès chimiques par la relation  $rSO_4/rCl$  vs  $rNa/rCa$**

Le rapport  $rNa/rMg$  (Figure IV.13) montrant des valeurs supérieures à 1, indique un enrichissement en sodium, ou inférieur à 1, indique un enrichissement en magnésium, la dominance du faciès sodique est nettement remarquable.

Concernant la relation  $rMg/rCa$  (Figure IV.14), on n'a pas remarqué la dominance d'un cation sur l'autre, les concentrations en ces deux éléments sont proches.



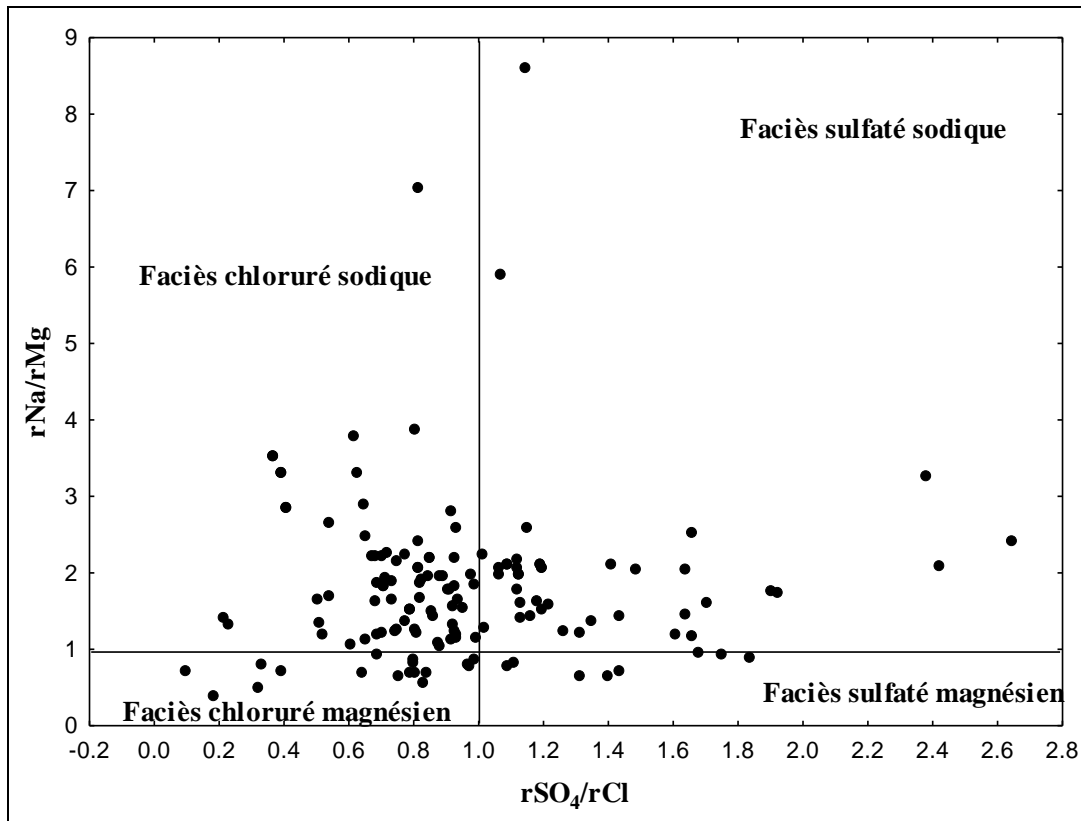


Figure IV.13 : Faciès chimiques par la relation  $rSO_4/rCl$  vs  $rNa/rMg$

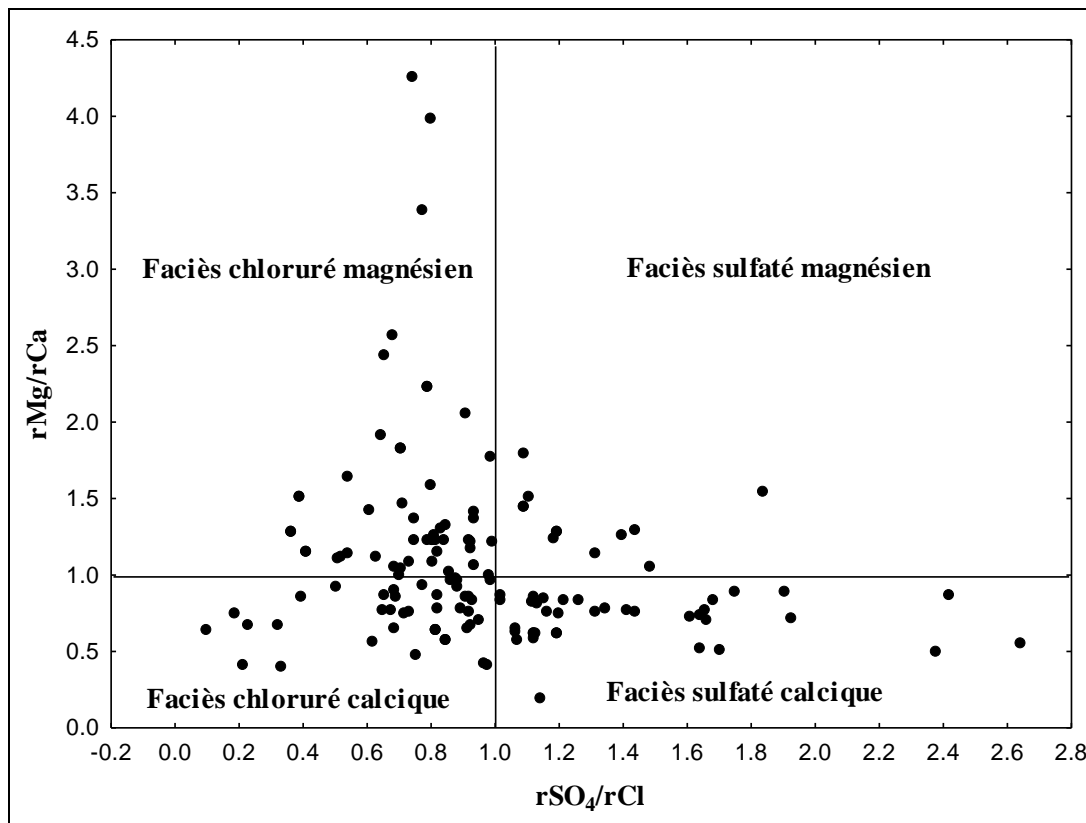


Figure IV.14 : Faciès chimiques par la relation  $rSO_4/rCl$  vs  $rMg/rCa$

## IV.6- Origine des éléments chimiques

### IV.6.1- Origine des chlorures et du sodium

Le graphique (Figure IV.15) montre un certain alignement du nuage de points avec un coefficient de corrélation de l'ordre de 0.83, la plupart des ions sodium et chlorures doivent avoir une même origine, en l'occurrence, la dissolution de l'halite, mais on remarque que le sodium présente un excès surtout vers les zones en proximité des chotts (Meghaier, Oum Thiour et Still). Cet excès peut être expliqué par trois facteurs : par dissolution de quelques minéraux évaporitiques qui peuvent le contenir et qui peuvent fortement exister surtout au niveau des chotts tels que la thénardite et la mirabilite (sulfates de sodium) (Figure IV.16), par l'apport des eaux de précipitations convergeant vers les chotts qui font diluer les eaux de la nappe et provoquant une diminution des chlorures, et l'échange de base qui peut être mis en place, et qui enrichit les eaux par d'autres quantités de sodium. Bien que l'halite reste le sel principal qui génère le sodium et les chlorures dans les eaux étudiées.

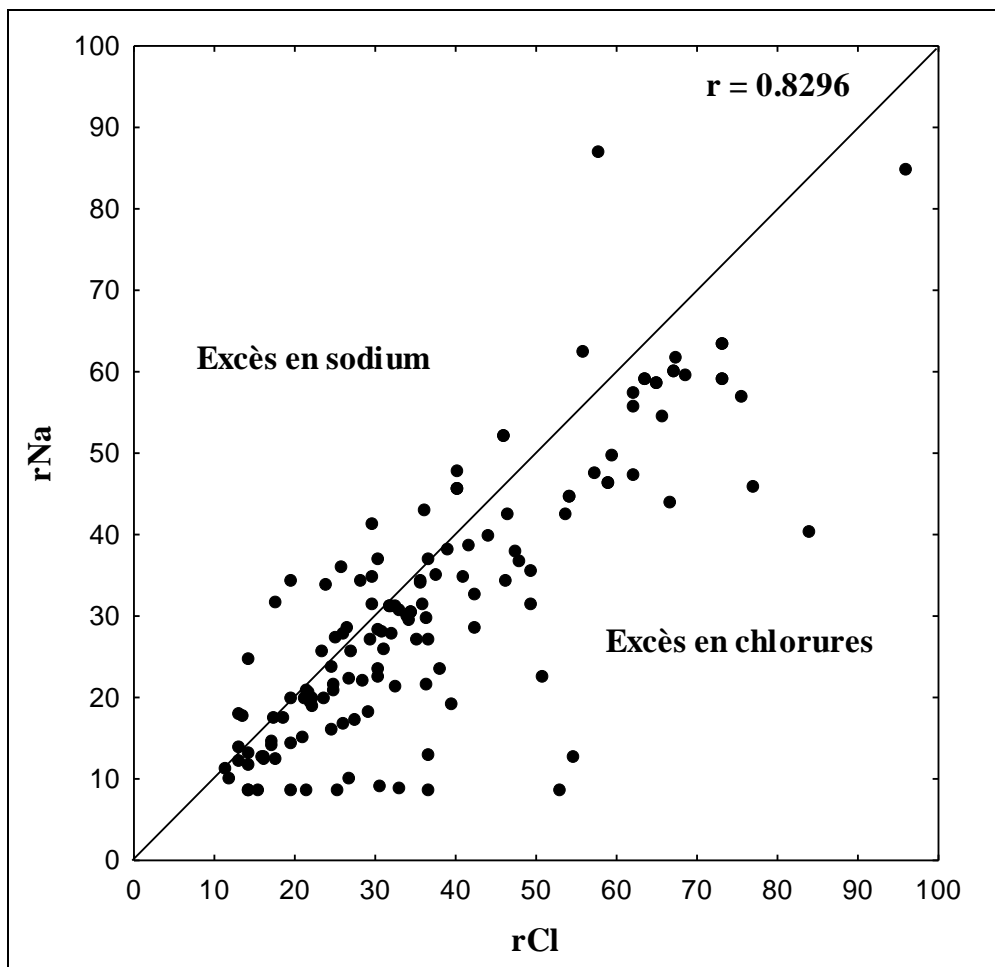


Figure IV.15 : La relation rNa vs rCl

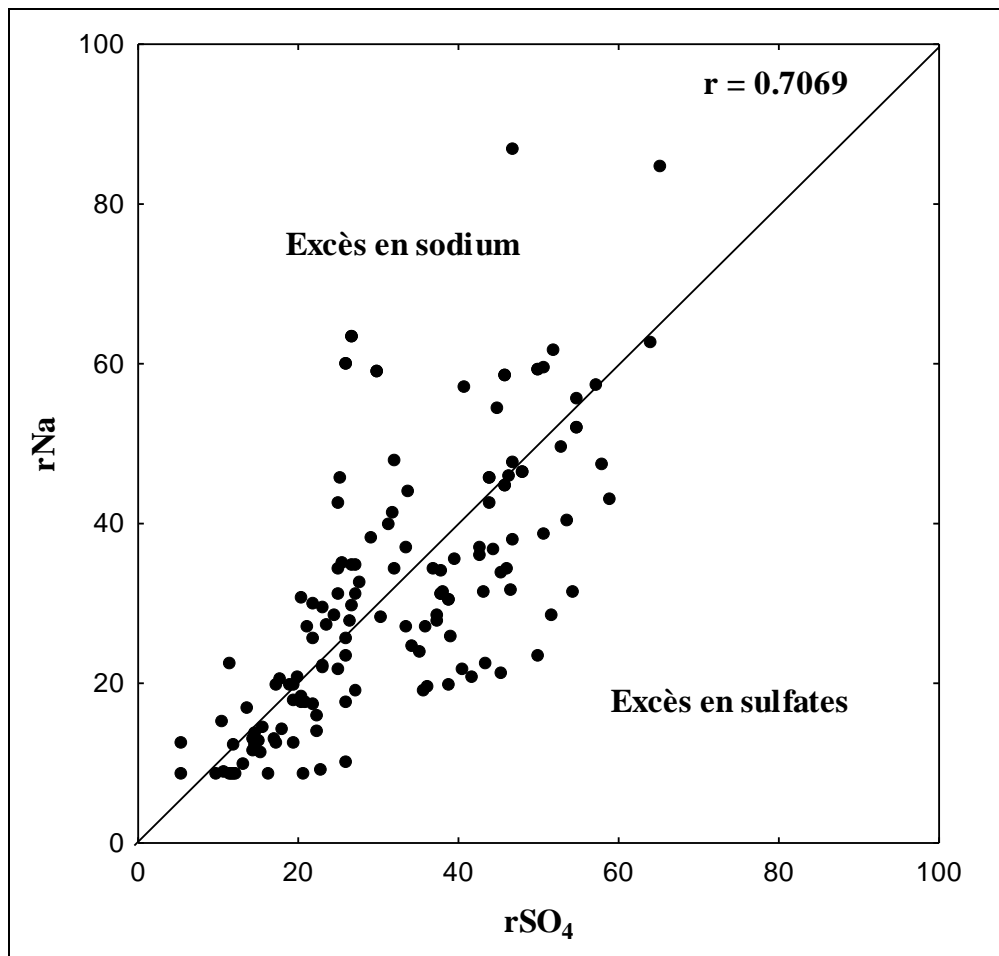


Figure IV.16 : La relation rNa vs rSO<sub>4</sub>

#### VI.6.2- Origine des sulfates, du calcium et du magnésium

Pour les sulfates, les roches évaporitiques (gypse, anhydrite, epsomite, thénardite, mirabilite ... etc.) sont sans doute, à l'origine de cet élément dans les eaux de notre région d'étude.

L'origine du calcium est en majorité, la dissolution des roches gypseuses par simple lessivage, ou des roches calcaires par l'attaque par le CO<sub>2</sub> dissous (acide carbonique). Dans l'eau, il peut être échangé, sous certaines conditions, contre le sodium des roches traversées (argile). Une substitution entre magnésium et calcium dans les eaux est aussi possible. (Schoeller, 1963). Il participe aux phases de précipitations avec les bicarbonates dans l'aragonite et la calcite, le diagramme dans la figure (Figure IV.17) montre que la plupart des points sont en excès en sulfates par rapport au calcium, avec un coefficient de corrélation de 0.55, ce qui indique que le calcium dans nos eaux peut avoir une autre origine à part les gypses et les anhydrites, cette origine peut être carbonatée.

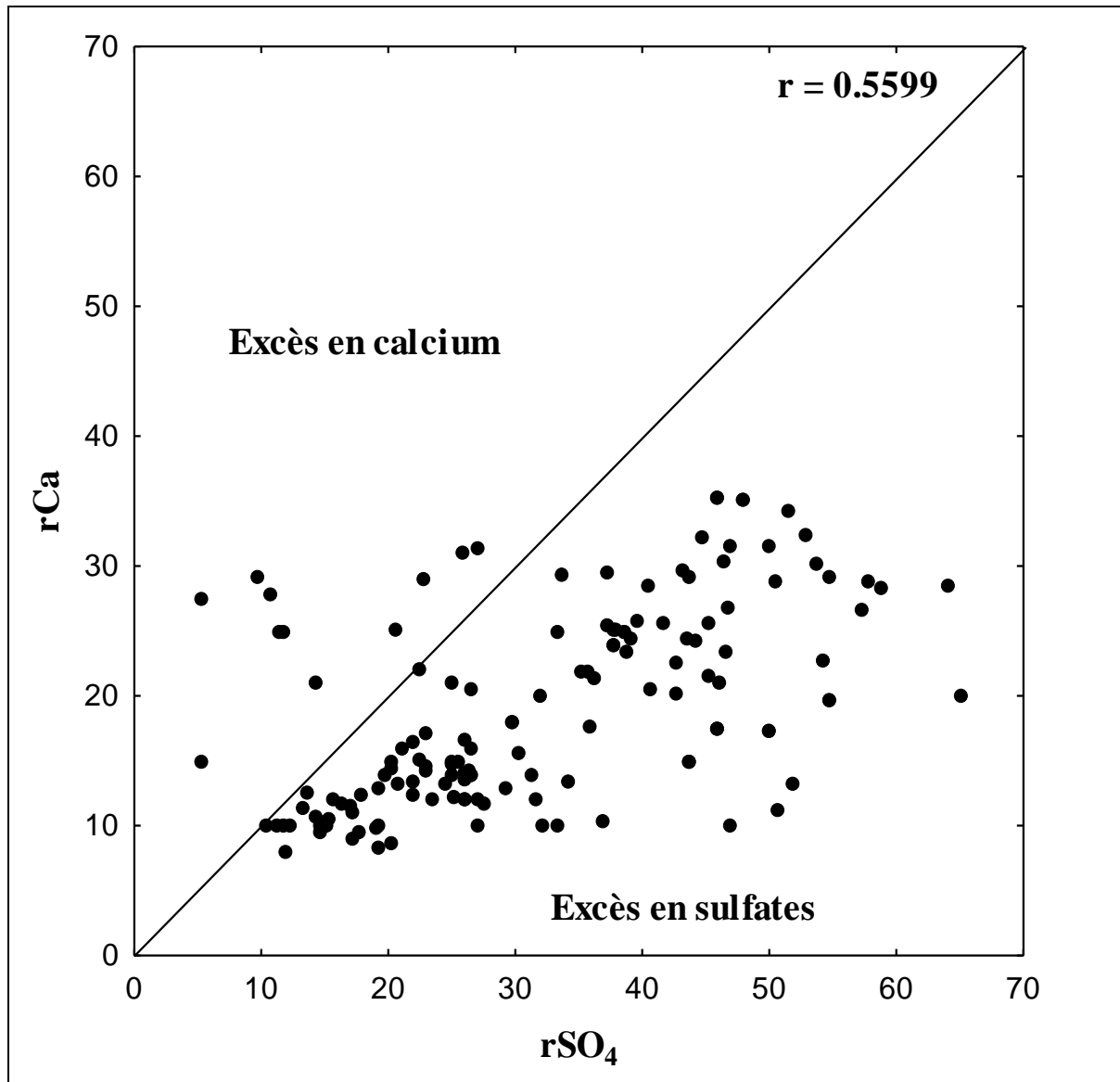


Figure IV.17 : La relation rCa vs rSO<sub>4</sub>

Pour le magnésium, la relation rMg vs rSO<sub>4</sub> (Figure IV.18) montre que ces deux éléments évoluent d'une manière presque identique même si on remarque un excès en magnésium en quelques points, cet élément évolue mieux avec les sulfates plutôt qu'avec les bicarbonates, son origine est plus relié aux formations évaporitiques.

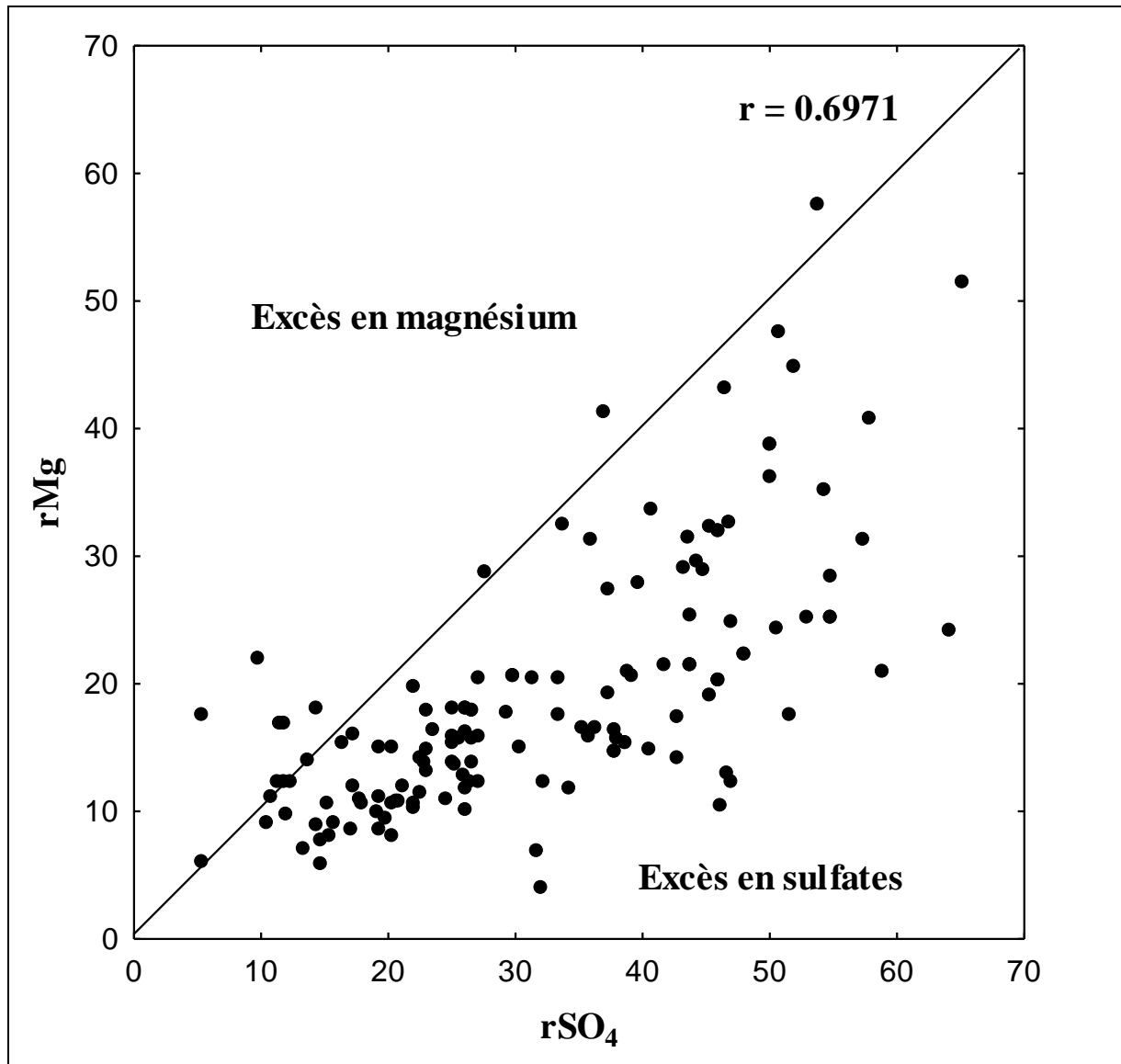


Figure IV.18 : La relation  $rMg$  vs  $rSO_4$

Concernant les bicarbonates, ils n'influencent pas le chimisme des eaux étudiées, les sources génératrices de  $HCO_3$  sont très faibles ou que les sels des bicarbonates sont sursaturés et se trouvent en phase solide (Figure IV.19).

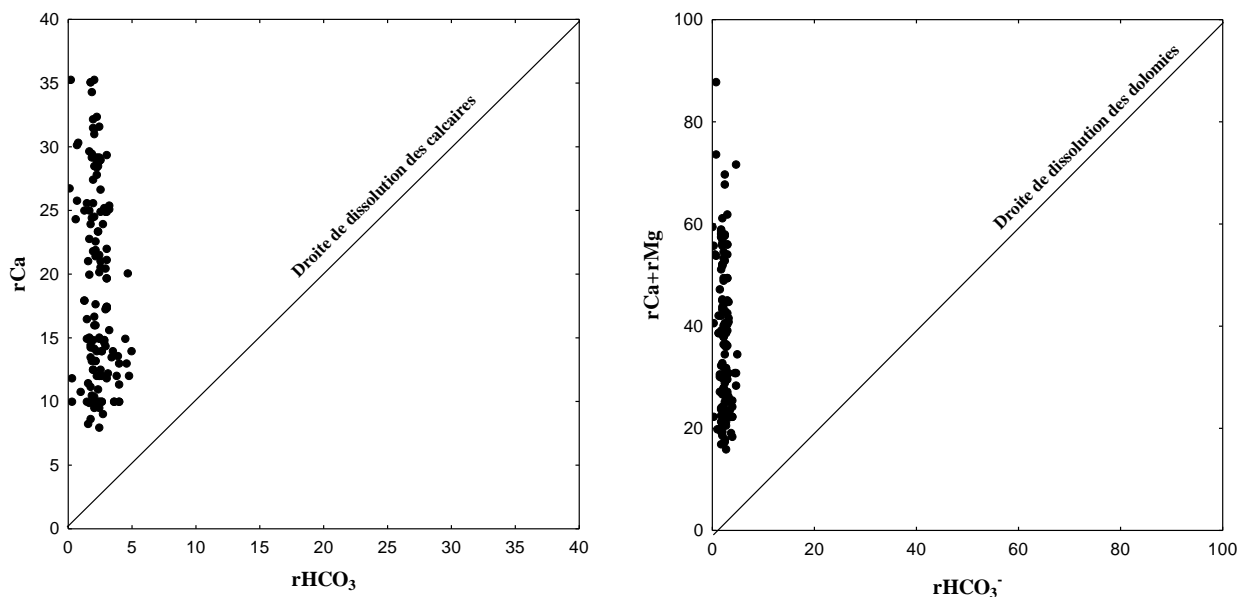


Figure IV.19 : Les relations  $rCa$  vs  $rHCO_3^-$  et  $rCa+rMg$  vs  $rHCO_3^-$

#### IV.6.3- Origine du potassium et des bicarbonates

Les valeurs de potassium dans les eaux étudiées n'évoluent pas le long du sens d'écoulement, mais c'est bien de montrer que son origine ne peut pas être liée seulement à la dissolution de la sylvite (KCl) et des argiles potassiques, mais aussi à l'infiltration des eaux d'irrigation chargées en potassium provenant des engrais du type (NPK).

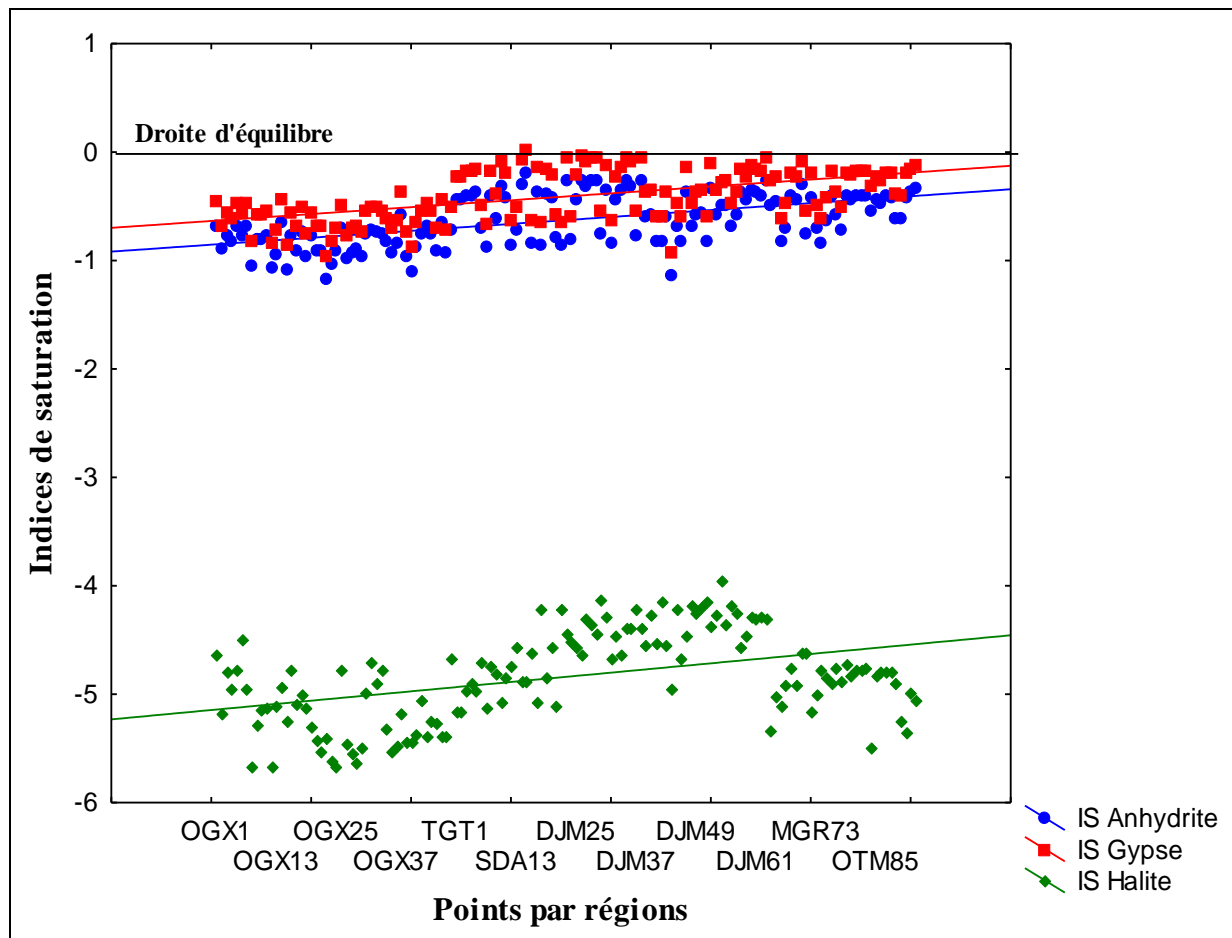
Pour les bicarbonates, et par leur faible vitesse d'évolution dans les eaux, on peut confirmer que leur origine est due essentiellement aux formations carbonatées ayant de faibles degrés de solubilité.

#### IV.7- Équilibres minéraux/solutions des eaux

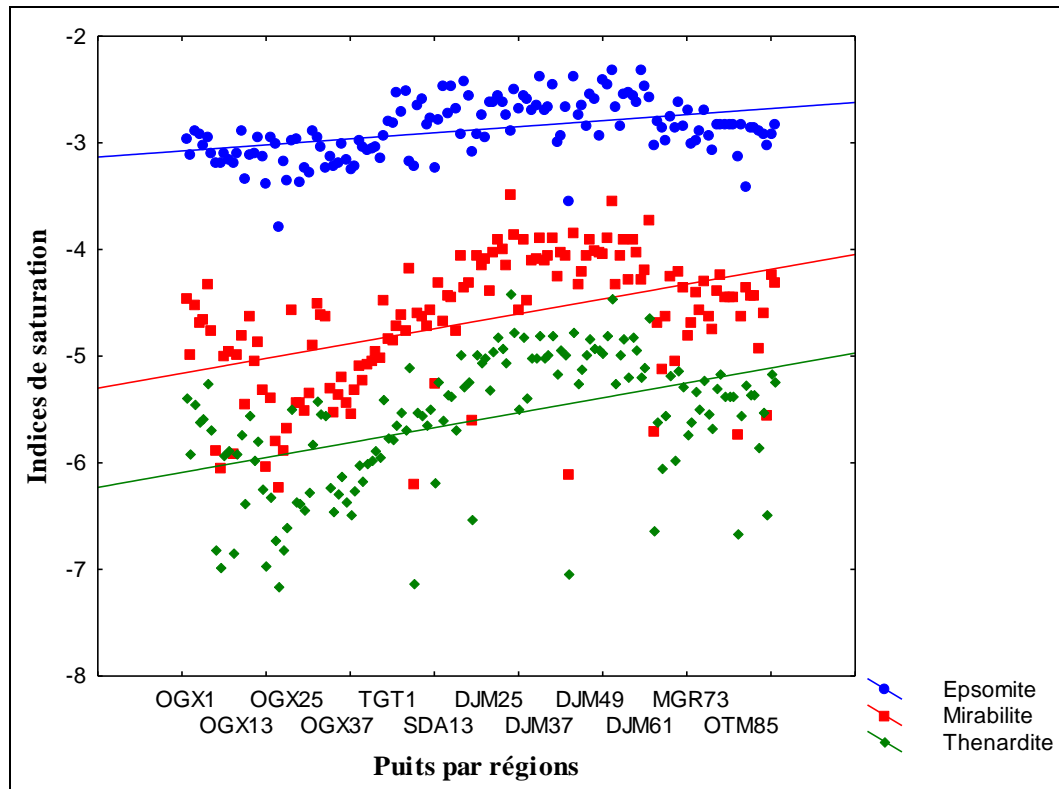
##### IV.7.1- Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux prépondérants

En utilisant le modèle thermodynamique, Phreeqc.v.3, nous avons calculé l'indice de saturation ( $IS = \log(Q) / \log(Kps)$ ) des eaux de la nappe pour les minéraux dominants. L'indice de saturation permet d'étudier l'évolution chimique de l'eau en fonction de son état d'équilibre (ou de déséquilibre) vis-à-vis des minéraux primaires et néoformés de la roche réservoir (Maliki, 1993).

Les indices de saturation des minéraux prépondérants (évaporites et carbonates) évoluent le long des sens d'écoulement des eaux de la nappe du Mio-Pliocène de notre région d'étude, pour illustrer cette évolution, pour les évaporites, on a choisi les sels sulfatés en l'occurrence, le gypse, l'anhydrite, la mirabilite et la thénardite ; très solubles et précèdent les sels chlorurés dans l'ordre de précipitation, tandis que pour les sels chlorurés on s'est contenté de l'Halite. Les graphiques ci-dessous (Figure IV.20, 21), indiquent que les eaux de tous les forages échantillonnés sont légèrement sous-saturées à proches de l'équilibre vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite et sous-saturés vis-à-vis de l'halite, l'epsomite, la mirabilite et la thénardite.



**Figure IV.20 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Anhydrite, Gypse et Halite**



**Figure IV.21 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Epsomite, Mirabilite et Thénardite**

Les indices de saturation augmentent avec le sens d'écoulement des eaux du fait de l'enrichissement par les sulfates, le calcium, le magnésium et le sodium (pour le gypse, l'anhydrite, l'epsomite, la mirabilite et la thénardite) et par le sodium et les chlorures pour l'halite, pour cette dernière avec l'epsomite et les sulfates de sodium, on remarque dans les régions à proximité des chotts la diminution de ces indices, ceci peut être expliqué par deux phénomènes : par un apport d'eaux de précipitation gagnant ces zones de chotts en provenant des versants sud de l'Atlas saharien, et/ou par la participation de ces minéraux à des précipitations.

Par ailleurs, pour les carbonates, on a choisi la calcite, l'aragonite, la dolomite et la magnésite avec le dioxyde carbonique dissous  $\text{CO}_2$ , les graphiques ci-après (Figure IV.22, 23), indiquent un équilibre vers une sous-saturation des eaux des puits échantillonnés vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite, et un équilibre vers la sursaturation vis-à-vis de la dolomite, et une sous-saturation des eaux vis-à-vis de la magnésite, ces indices évoluent très légèrement avec le sens d'écoulement des eaux du fait d'un faible enrichissement de ces dernières en calcium et en magnésium, par contre elles sont sous-saturées vis-à-vis du  $\text{CO}_2$  dissous.



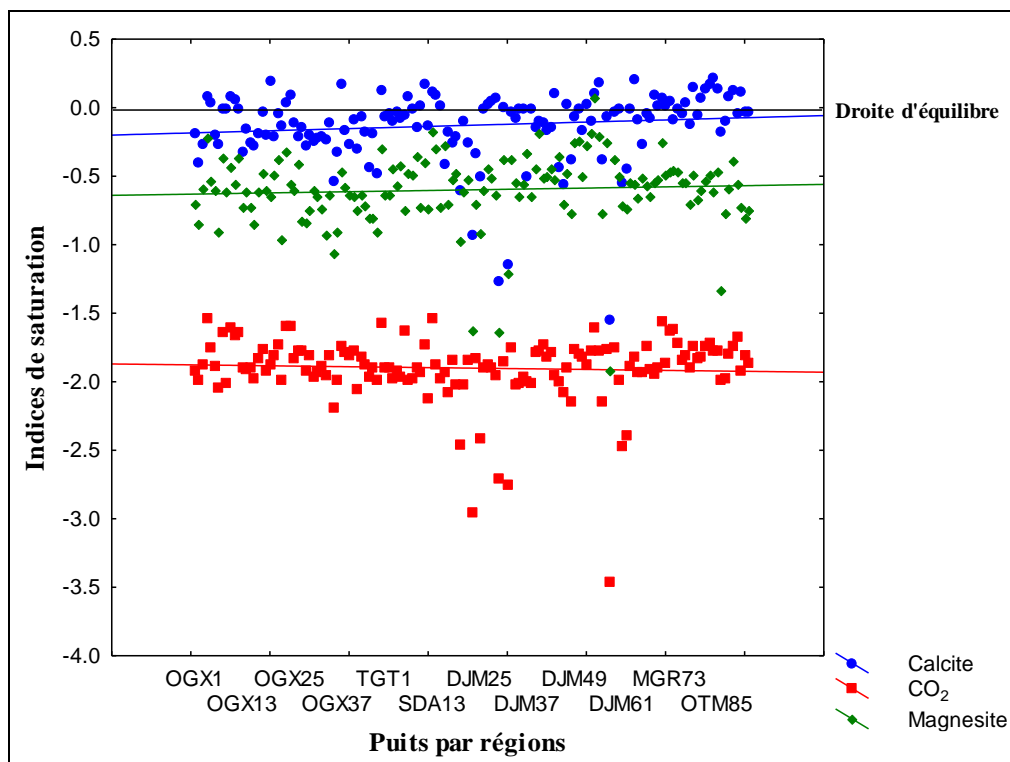


Figure IV.22 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de la Calcite, de la magnésite et du CO<sub>2</sub> dissout

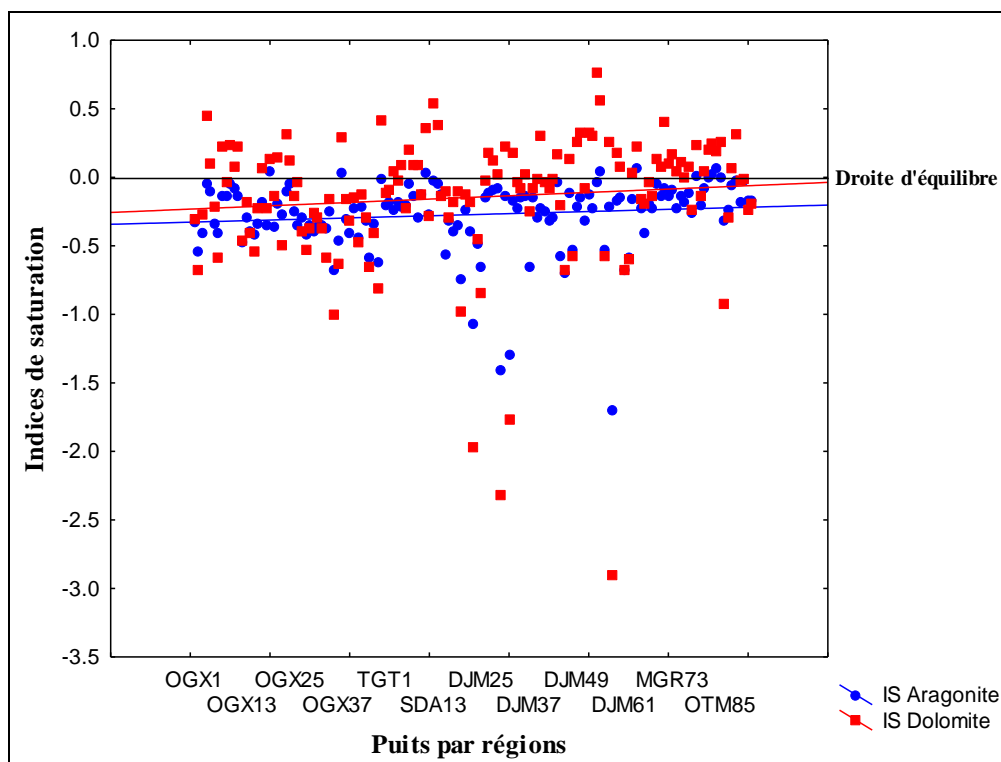


Figure IV.23 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Aragonite et de la Dolomite

## IV.7.2- Évolution des indices de saturation par rapport au facteur de concentration

### IV.7.2.1- La saturation vis-à-vis des minéraux sulfatés

Les graphiques ci-dessous (Figure IV.24, 25) montrent que l'évolution des indices de saturation des eaux du Mio-Pliocène de notre région d'étude vis-à-vis des minéraux sulfatés, en l'occurrence, le gypse, l'anhydrite et l'epsomite suit parfaitement le rythme de l'évolution du facteur de concentration avec une même vitesse, par contre, pour la thénardite, la mirabilite et l'halite, elle est caractérisée par une vitesse un peu plus rapide, ceci peut être dû au fort degré de solubilité de ces minéraux ce qui indique l'enrichissement des eaux par les chlorures, les sulfates et le sodium le long du sens d'écoulement des eaux de la nappe.

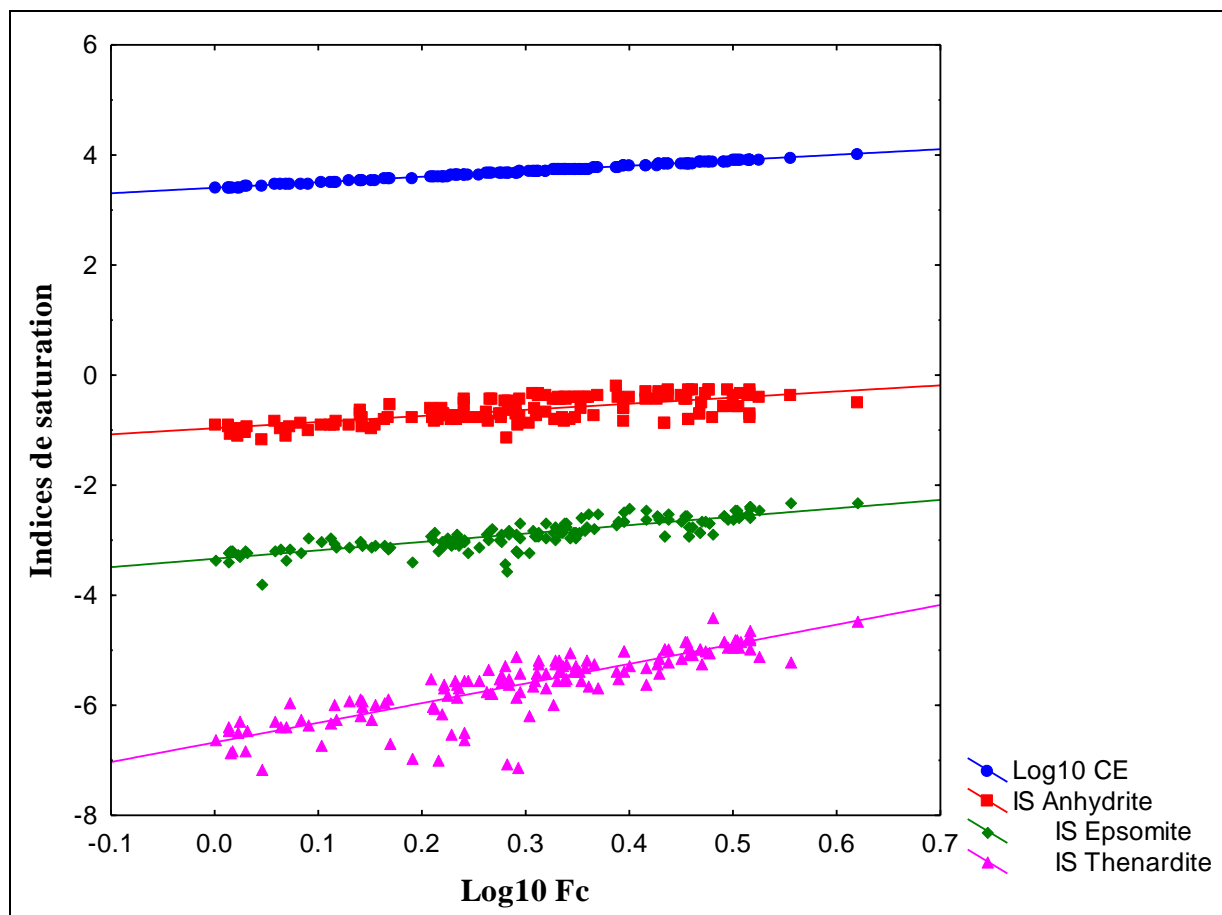
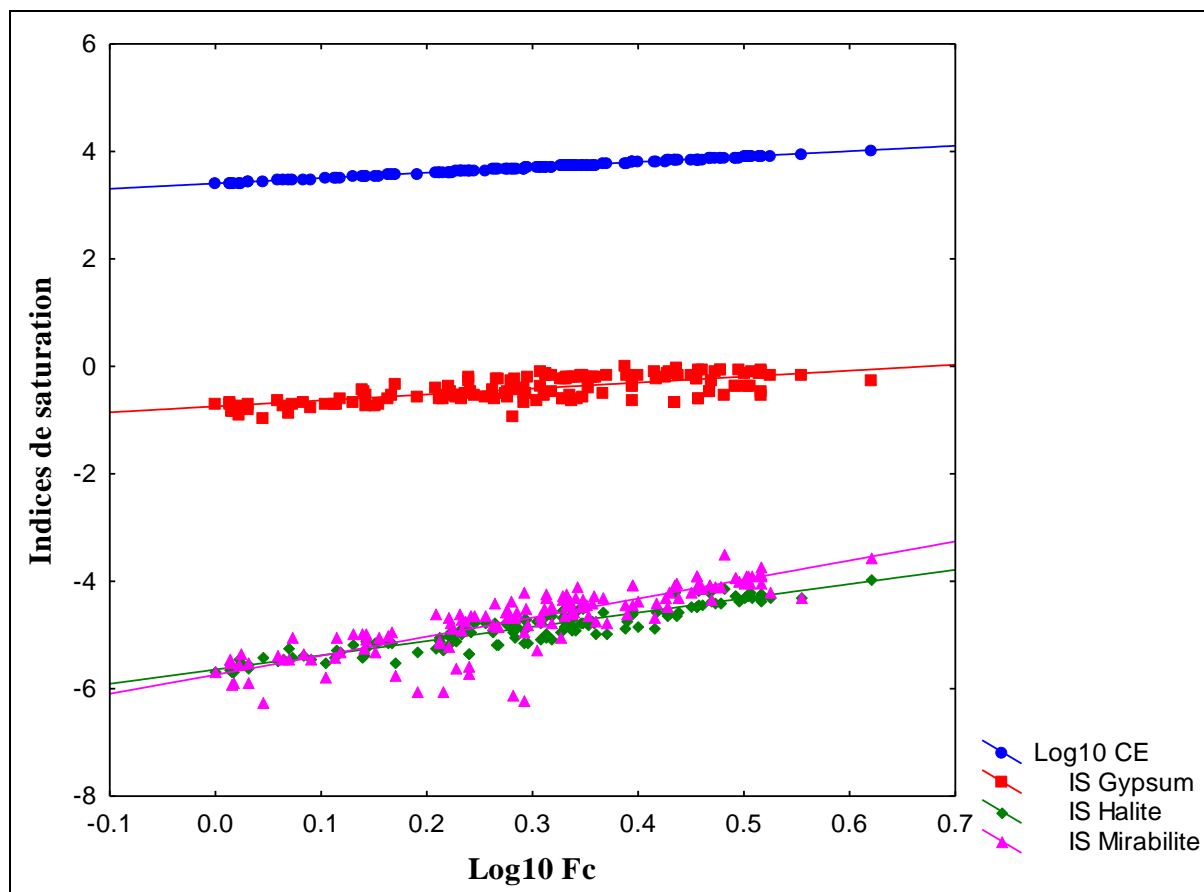


Figure IV.24 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Anhydrite, l'Epsomite et de la Thénardite par rapport au facteur de concentration



**Figure IV.25 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis du Gypse, l'Halite et de la Mirabilite par rapport au facteur de concentration**

#### IV.7.2.2- La saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés

L'analyse des graphiques des figures (Figure IV.26, 27) indique que l'évolution des indices de saturation des eaux du Mio-Pliocène vis-à-vis des minéraux carbonatés (calcite, dolomite, aragonite et magnésite ainsi que le CO<sub>2</sub> dissous) ne suit pas le rythme de l'évolution du facteur de concentration, les eaux sont proches de la saturation ou en équilibre en calcite, en aragonite et en dolomite, pour la magnésite et le CO<sub>2</sub> dissous, les indices montrent une sous-saturation des eaux en ces composants, l'évolution des indices de saturation montre la forte sensibilité des minéraux carbonatés à la précipitation par rapport aux minéraux évaporitiques qui restent en sous-saturation.

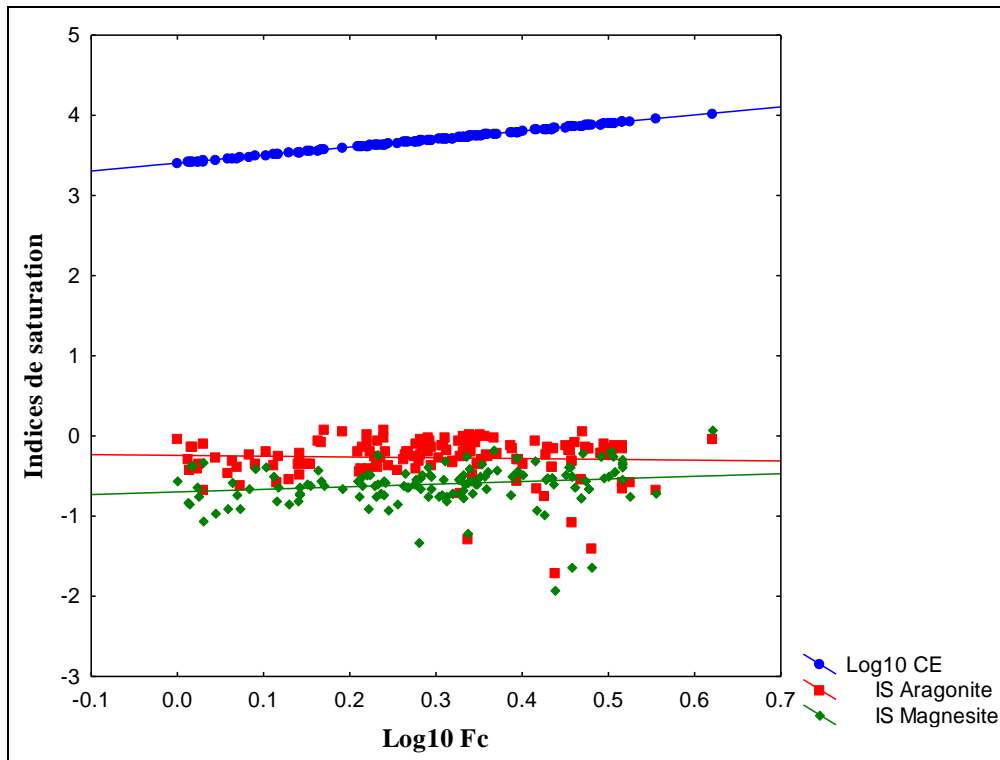


Figure IV.26 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de l'Aragonite et de la Magnesite par rapport au facteur de concentration

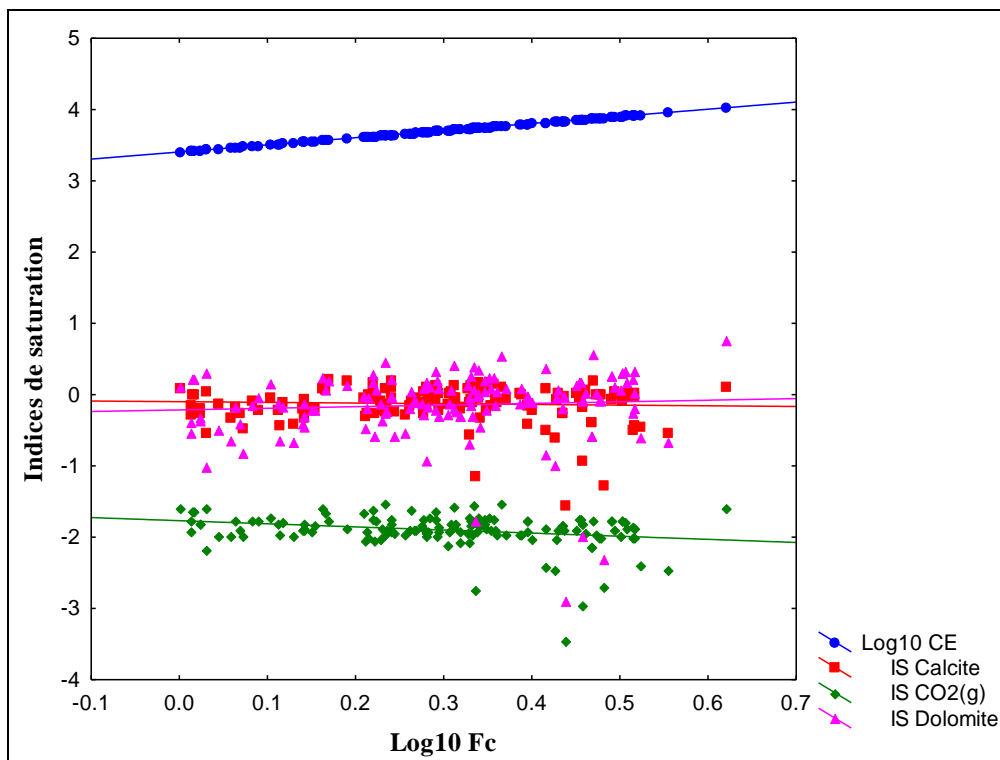


Figure IV.27 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis de la Calcite, la Dolomite et du CO<sub>2</sub> dissous par rapport au facteur de concentration

### IV.7.3- Les relations indices de saturation vs minéraux prépondérants

#### IV.7.3.1- Les relations indices de saturation vs minéraux évaporitiques

La figure ci-après (Figure IV.28) illustre des corrélations très significatives entre l'indice de saturation (IS) du gypse et de l'anhydrite avec  $(Ca+SO_4)$ , avec  $r = 0.93$ , ainsi que IS de l'epsomite ( $Mg+SO_4$ ) avec  $r = 0.94$  (Figure IV.29), l'halite ( $Na+Cl$ ) avec  $r = 0.96$  (Figure IV.30), de la mirabilite et la thénardite ( $Na+SO_4$ ), avec  $r = 0.94$  (Figure IV.31), ce qui renforce l'hypothèse de la dissolution de ces évaporites le long du sens d'écoulement des eaux de la nappe de notre secteur d'étude.

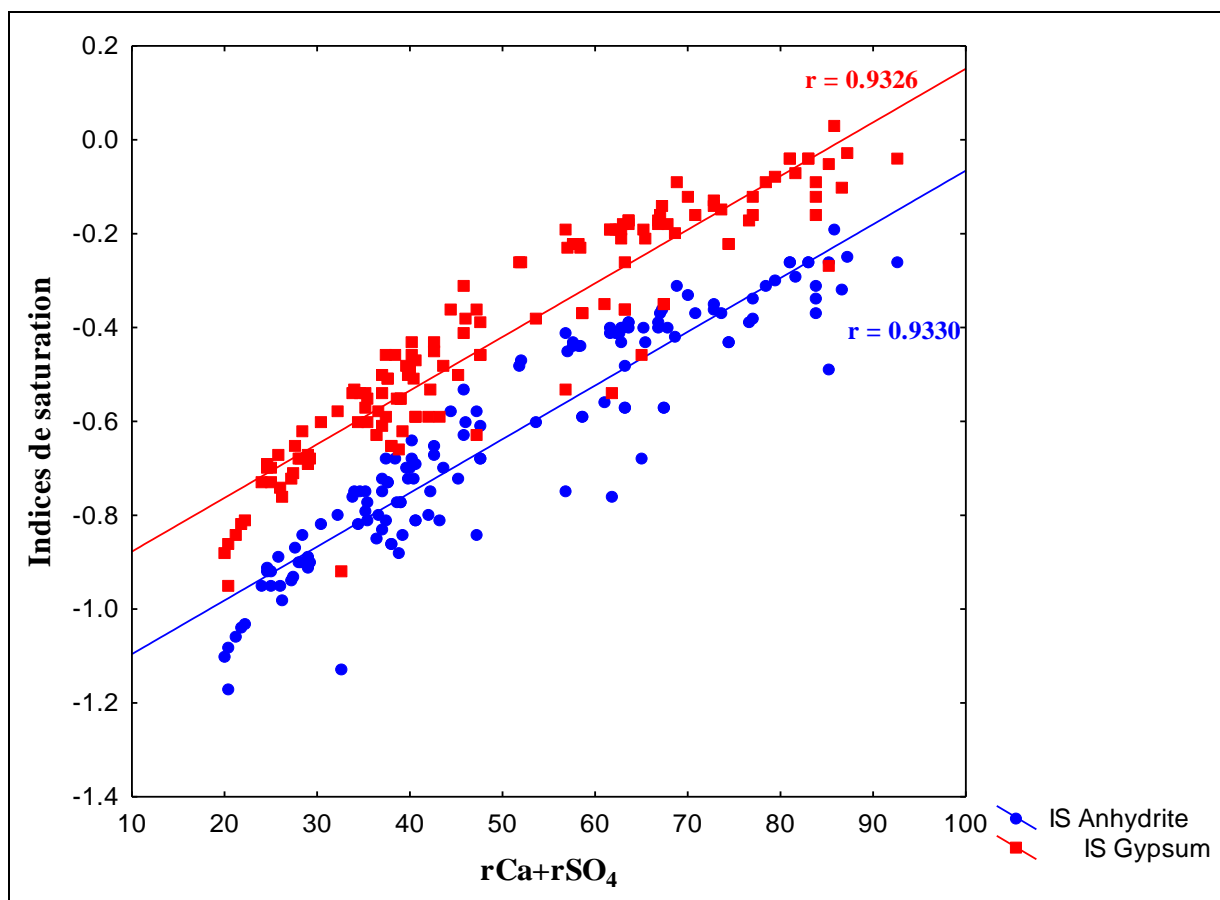


Figure IV.28 : La relation  $Ca+SO_4$  vs IS Anhydrite et IS Gypse

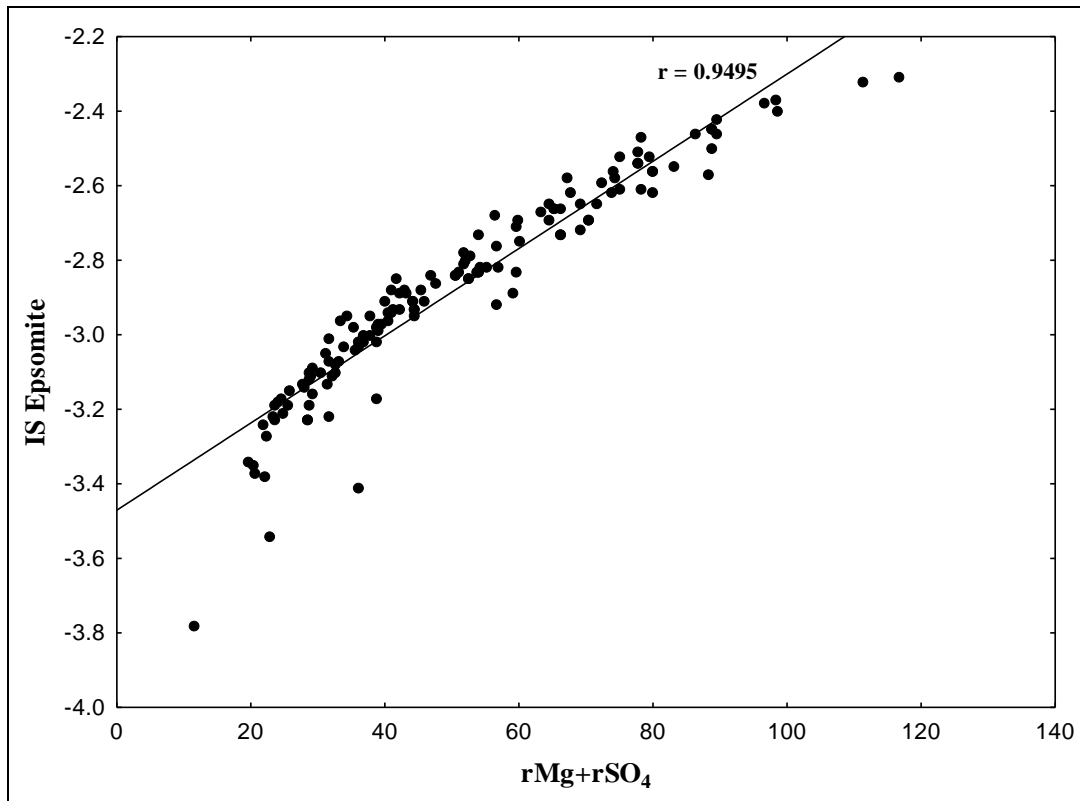


Figure IV.29 : La relation Mg+SO<sub>4</sub> vs IS Epsomite

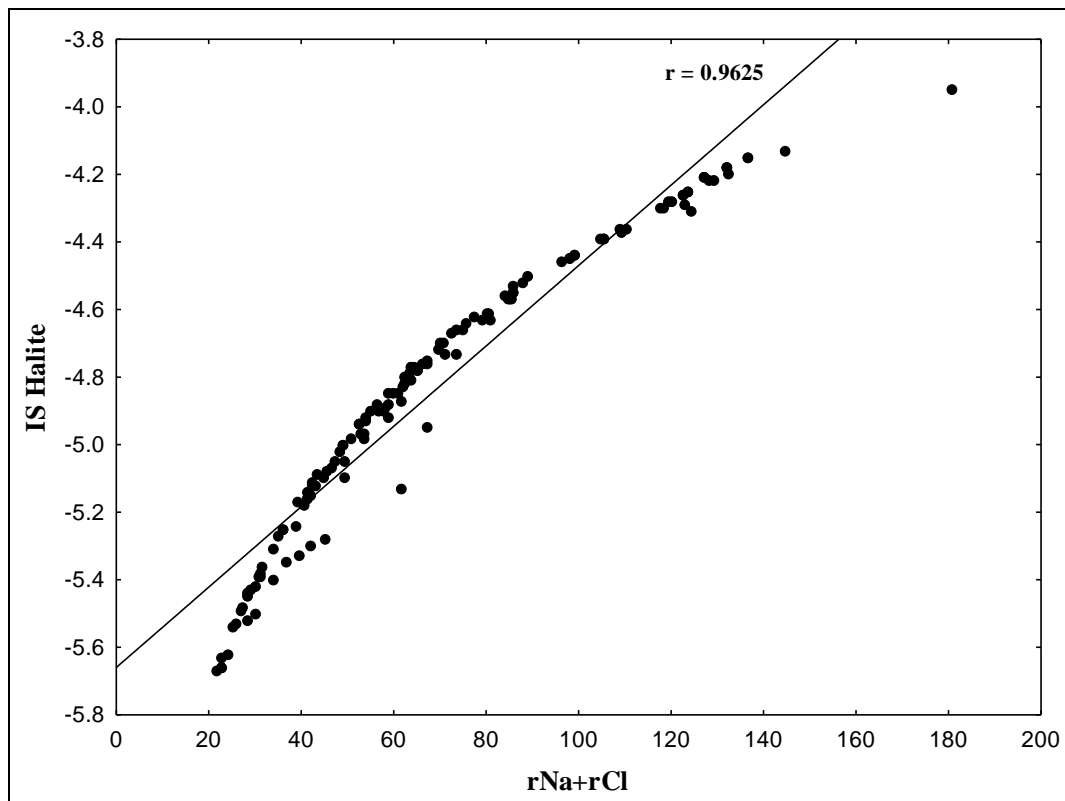


Figure IV.30 : La relation Na+Cl vs IS Halite

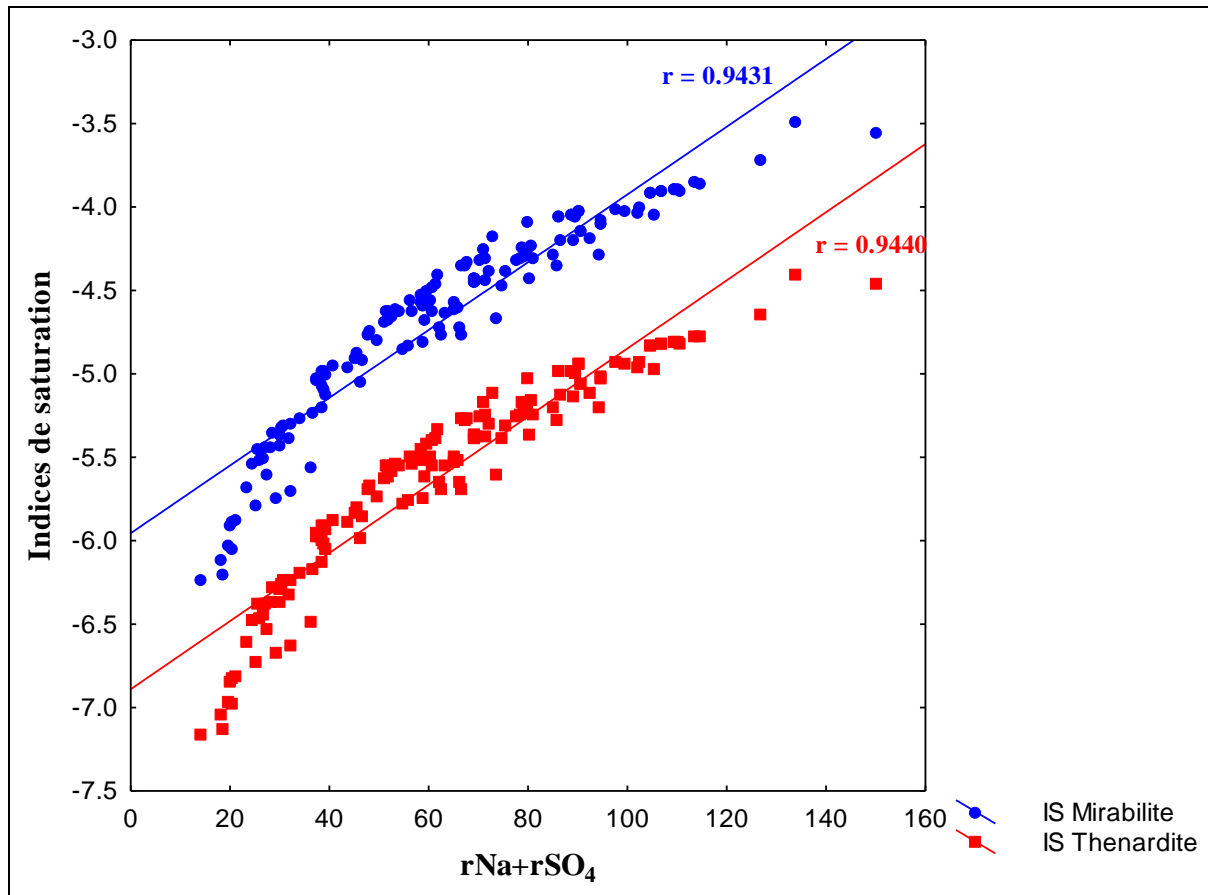


Figure IV.31 : La relation Na+SO<sub>4</sub> vs IS Mirabilite et IS Thénardite

#### IV.7.3.2- Les relations indices de saturation vs minéraux carbonatés

Les indices de saturations des minéraux carbonatés (calcite et aragonite, Ca+HCO<sub>3</sub> avec  $r = 0.36$ ) (Figure IV.32), de la dolomite, Ca+Mg+HCO<sub>3</sub>, avec  $r = 0.20$  (Figure IV.33), et de la magn s te, Mg+HCO<sub>3</sub> avec  $r = 0.41$  (Figure IV.34), ne montrent guère de corrélations significatives, ce qui infirme la contribution des minéraux carbonatés en la concentration en Ca et Mg.

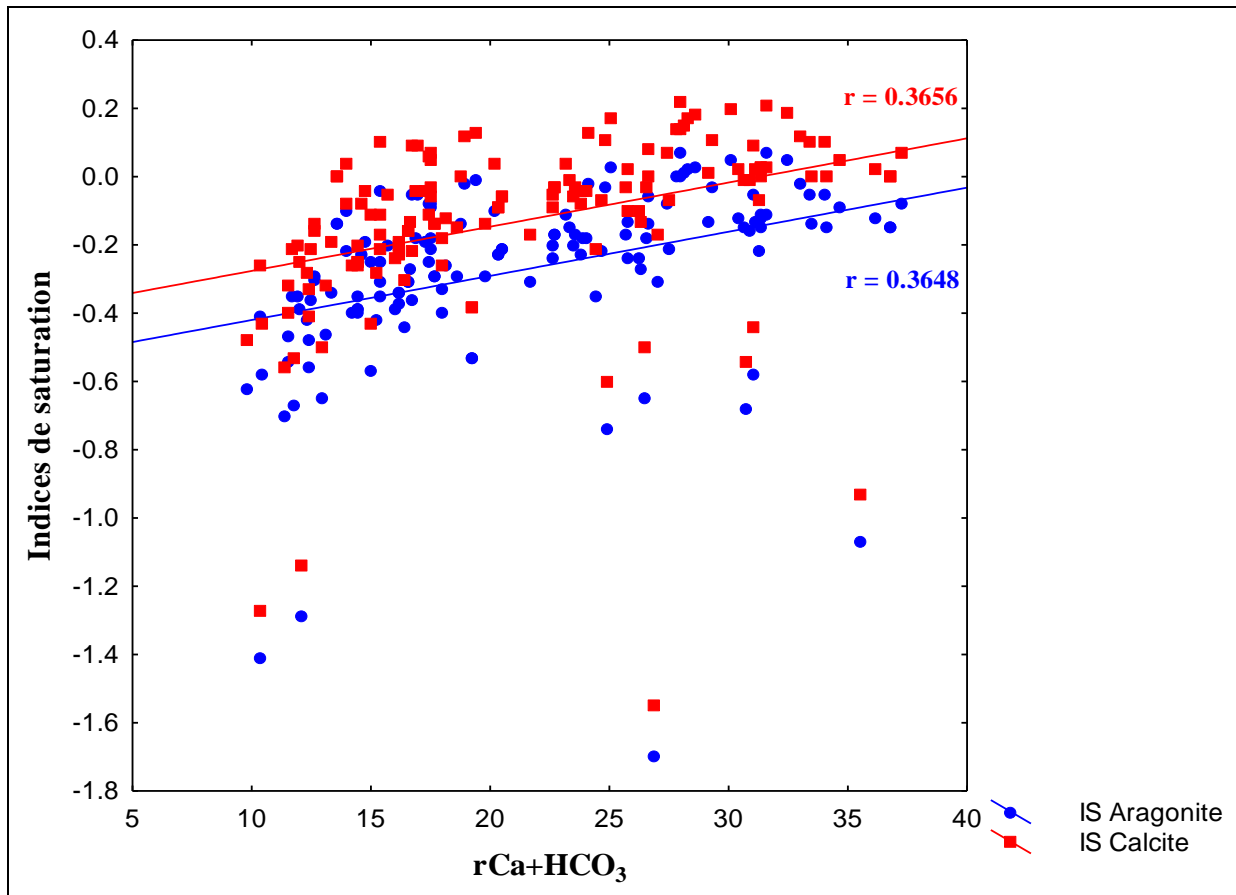


Figure IV.32 : La relation  $Ca+HCO_3$  vs IS Aragonite et IS Calcite



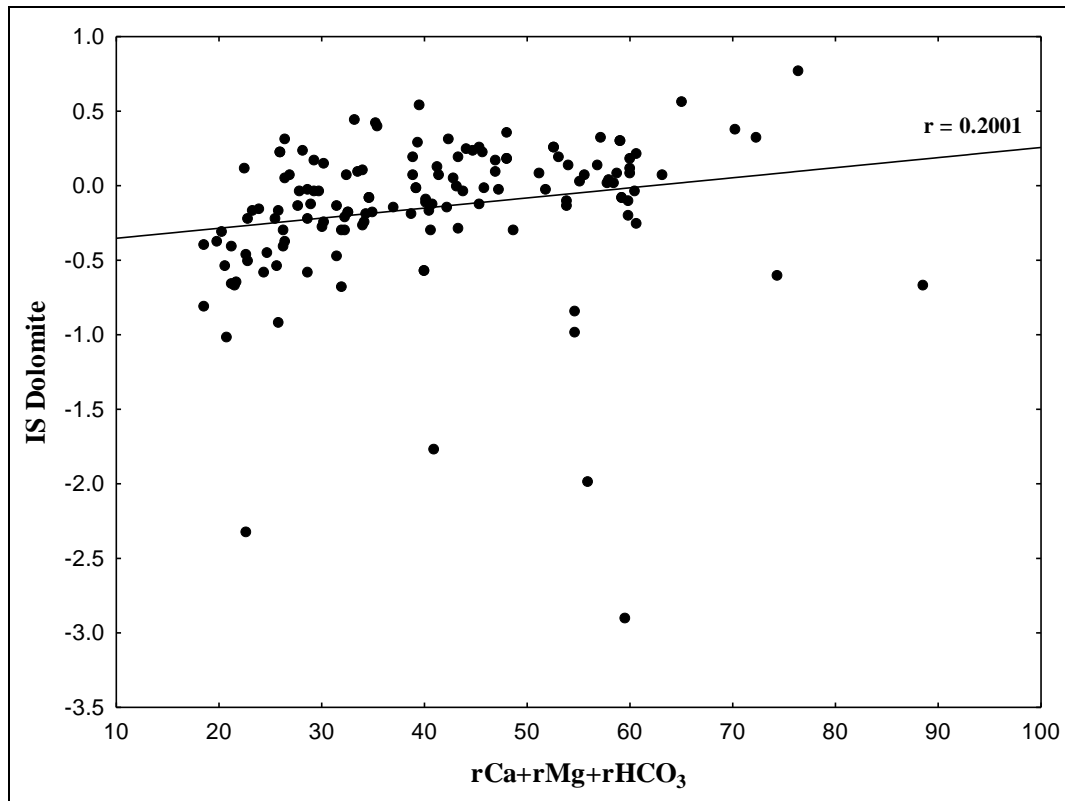


Figure IV.33 : La relation Ca+Mg+HCO<sub>3</sub> vs IS Dolomite

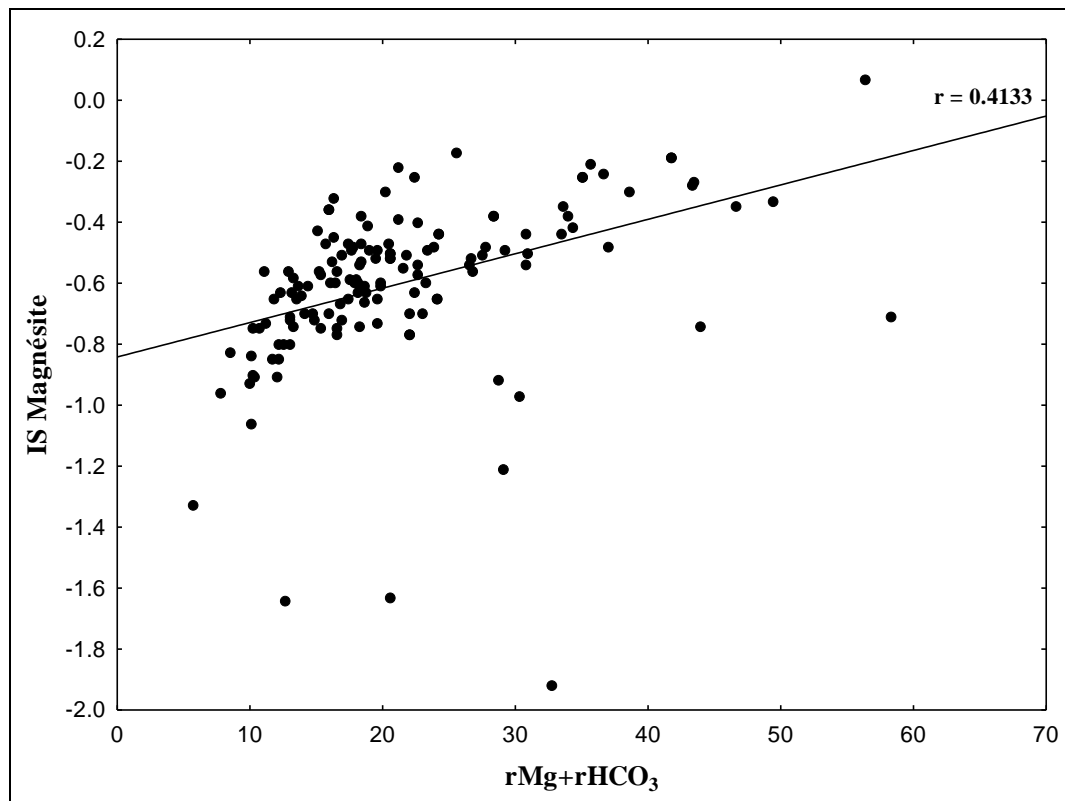


Figure IV.34 : La relation Mg+HCO<sub>3</sub> vs IS Magnésite

#### IV.7.4- Les relations pH - IS

##### IV.7.4.1- Les relations pH - IS des minéraux évaporitiques

Le graphique dans la figure IV.35 montre l'évolution des IS des minéraux sulfates en fonction des pH, nous pouvons constater que ces nuages de points tendent à s'abaisser, pour l'halite au fur et à mesure que l'alcalinité augmente, sa dissolution se fait avec une pente plus ou moins forte, tandis que les indices de saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite restent proches de l'équilibre, mais toujours sous saturé, l'epsomite, la mirabilite et la thénardite demeurent de faible pente et les nuages de points tendent à augmenter avec l'augmentation de l'alcalinité tout en restant en état de sous-saturation..

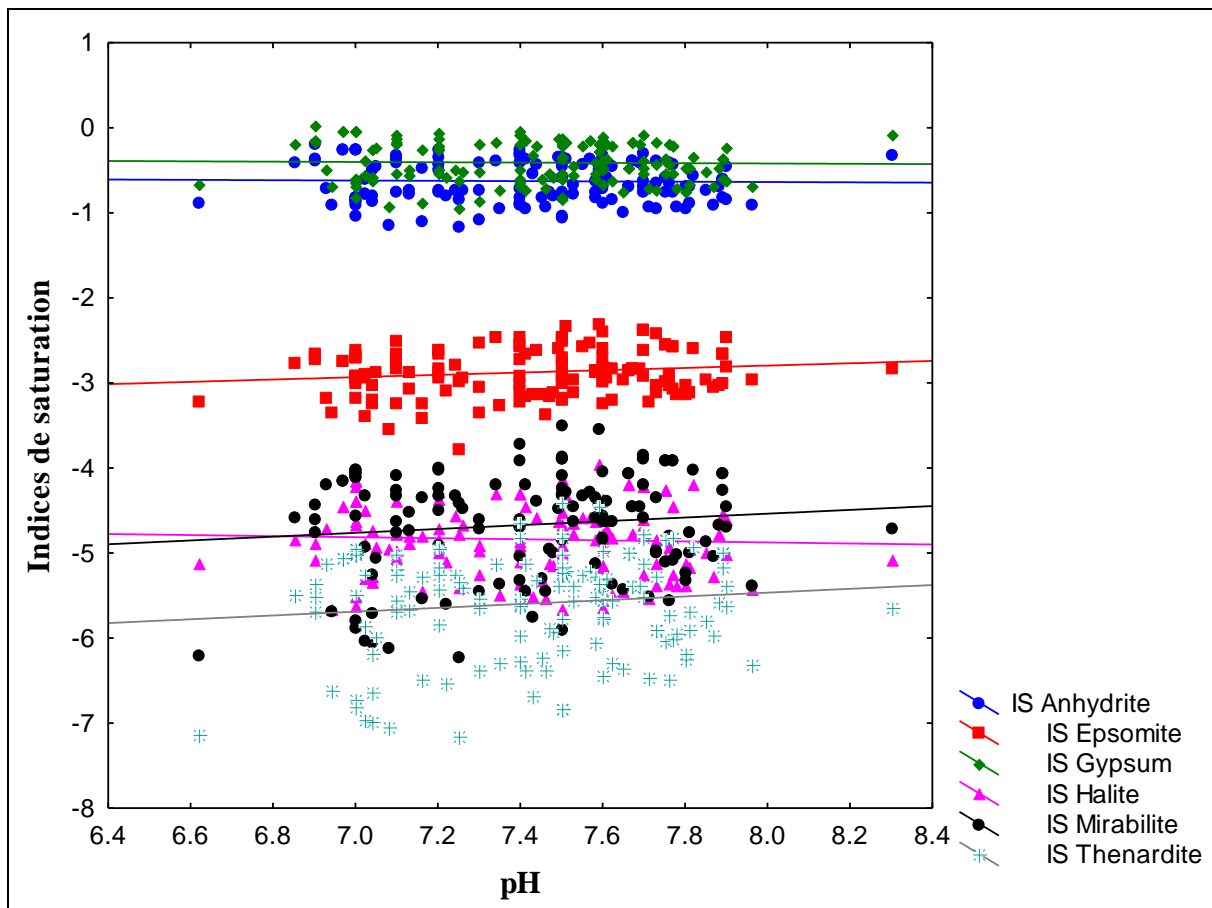


Figure IV.35 : Les relations pH - IS des minéraux évaporitiques

##### IV.7.4.2- Les relations pH - IS des minéraux carbonatés

Les nuages de points exprimant l'évolution des IS des carbonates en fonction des pH (Figure IV.36), montrent la forte sensibilité des minéraux carbonatés à la précipitation, et le gaz

carbonique à la dissolution, au fur à mesure que l'alcalinité augmente, pour la calcite et l'aragonite, la pente baisse légèrement en allant vers les pH alcalins, la dolomite reste stable et en équilibre par contre, la pente de la magnésite tend légèrement à augmenter avec les pH alcalins et demeure en sous-saturation.

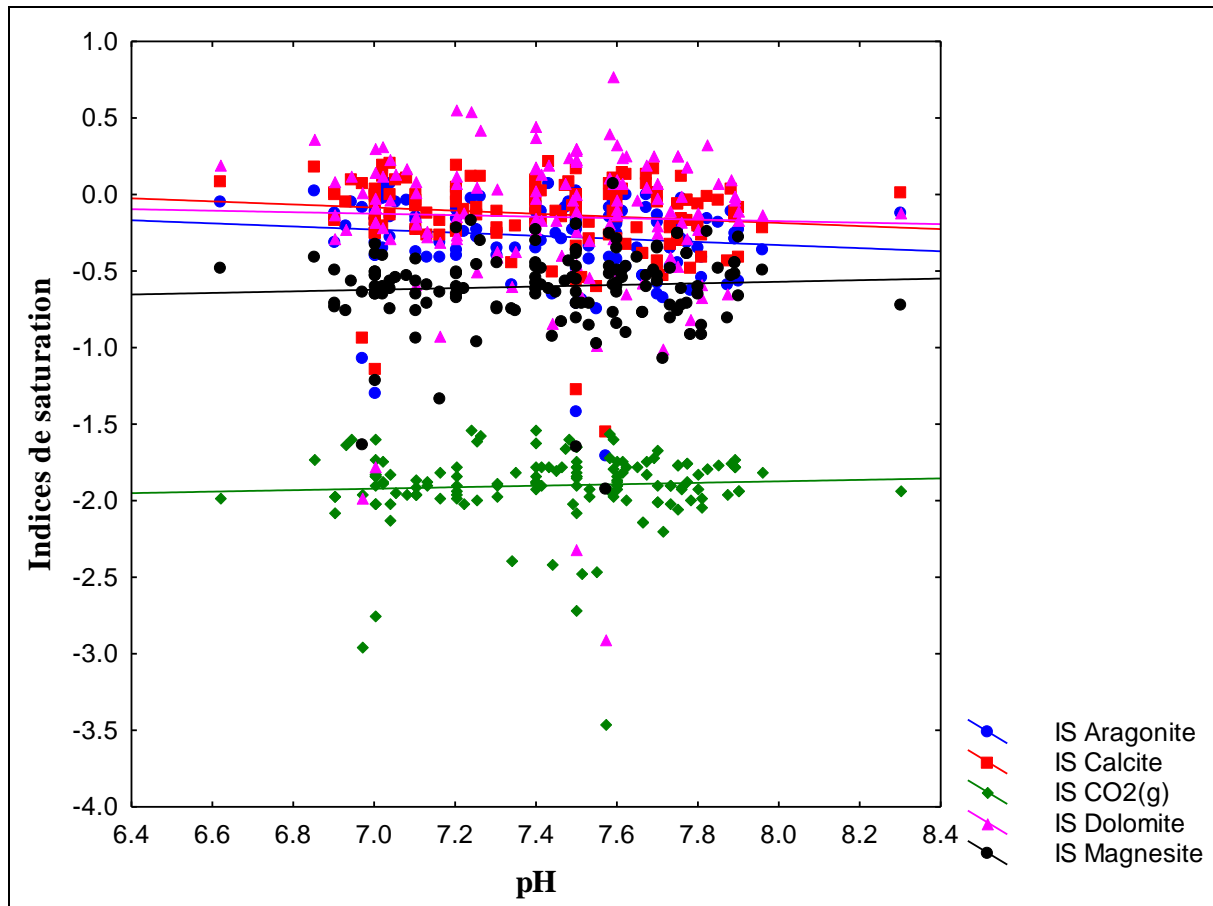


Figure IV.36 : Les relations pH - IS des minéraux carbonatés

#### IV.8- Diagrammes de saturation

Il est possible de calculer le produit ionique  $Q$  de la solution :  $Q = [A^+].[B^-]$  lors de la dissolution d'un minéral de composition  $AB$ , selon la réaction :  $AB = A^+ + B^-$ , ce produit ionique peut être comparé au produit de solubilité  $K_s$  (T,P) du minéral  $AB$ , le produit de solubilité est une constante thermodynamique à température et pression constantes, l'indice de saturation  $IS = \log(Q) / \log(K_s)$ , trois cas peuvent alors être rencontrés (Figure IV.37) :

- $Q > K_s$  (T,P) : la solution est sursaturée ( $IS > 0$ ).

Des  l ments A et B quitteront la solution pour former du solide AB, les concentrations et donc les activités des éléments A et B vont diminuer de sorte que Q diminuera, le minéral AB.

- $Q < K_s(T,P)$  : la solution est sous saturée ( $IS < 0$ ).

Si le minéral AB est présent en contact avec la solution, cette dernière le dissoudra ; la masse de minéral solide diminuera alors que les concentrations et les activités des éléments A et B augmenteront, le produit ionique Q augmente.

- $Q = K_s(T,P)$  : la solution est en équilibre avec le minéral AB ( $IS = 0$ ).

Dans ce cas, il n'y aura ni précipitation ni dissolution.

Dans un diagramme  $\text{Log } [A^+]$  versus  $\text{Log } [B^-]$ , l'équilibre entre la solution et le minéral s'écrit :  $\text{Log } Q = \text{Log } [K_s(T,P)]$  c'est-à-dire :  $\text{Log } [A^+] + \text{Log } [B^-] = \text{Log } [K_s(T,P)]$  ; cet équilibre est donc représenté avec la droite ayant l'équation:  $\text{Log } [A^+] = \text{Log } [K_s(T,P)] - \text{Log } [B^-]$ , c'est-à-dire;  $Y = \text{Log } [K_s(T,P)] - X$ .

L'équilibre induit une relation entre les activités de A et de B, leur produit étant constant, ces activités ne peuvent croître simultanément, si l'une d'elles augmente, l'autre doit diminuer afin que le produit reste constant.

Lorsqu'une eau est soumise à l'aridité du climat, elle s'évapore et son volume se réduit et la concentration de tous les éléments augmente, sa minéralité, somme de tous les éléments dissous, augmente également.

Ce qui suit s'applique aussi à l'évolution des concentrations liées à une durée de contact croissante entre l'eau et les minéraux en présence, favorisant l'augmentation de minéralité de la solution, cette évolution ne peut continuer une fois l'équilibre atteint, en effet, dès l'équilibre atteint, le produit des activités est constant, si l'activité de l'un des deux éléments augmente, l'autre doit diminuer, trois cas peuvent se rencontrer :

- Si  $A > B$  (en Concentration/litre), si les eaux continuent à se concentrer après que l'équilibre ne soit atteint, alors l'activité de A continuera à augmenter, certes moins rapidement que lors de la phase de sous saturation, car une partie des éléments A dissous participent à la précipitation du minéral AB et sont retirés de la solution, l'activité de B diminue.

- Si  $B > A$ , si les eaux continuent à se concentrer après que l'équilibre ne soit atteint, l'activité de B continue à augmenter, alors que l'activité de A diminuera.
- Si  $A = B$ , les concentrations en A et B restent stables lors de la précipitation du minéral AB, cette situation perdurera tant qu'un autre minéral contenant l'élément A ou l'élément B ne se précipite à son tour.

Ce schéma ressemble à un "T" incliné d'où son surnom de loi du T.

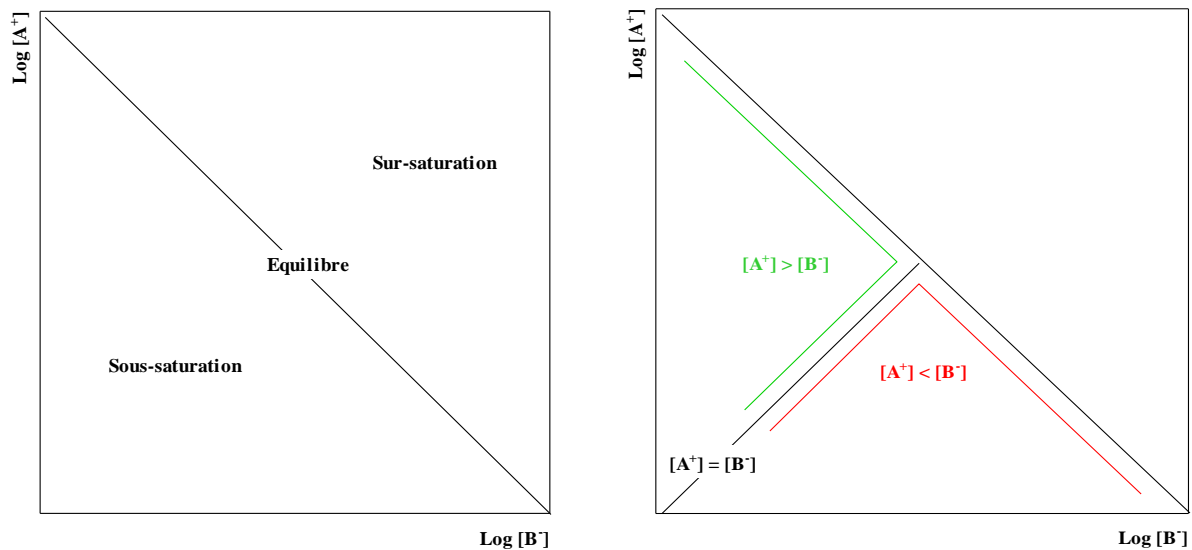


Figure IV.37 : Schémas illustrant les principes des diagrammes de saturation

#### IV.8.1- Minéraux évaporitiques

En analysant le diagramme de saturation vis-à-vis de l'Halite (Figure IV.38) dans les eaux du Mio-Pliocène de notre zone d'étude, on observe que ce minéral reste en état de sous saturation dans ces eaux le long de leur étendue, le nuage de points s'aligne suivant la droite de dissolution de l'Halite en mettant en évidence l'origine commune des deux éléments, tout en évoluant vers la branche des chlorures, ce qui suggère l'apparition d'autres minéraux qui contrôlent le domaine de sodium, autre que les chlorures.

Pour l'Anhydrite, (Figure IV.39), on constate par l'analyse du nuage de points dans le diagramme de saturation, une évolution vers la branche des sulfates, ce qui conduit à l'apparition d'autres minéraux qui contrôlent le domaine des sulfates et du calcium autres que le Gypse et l'Anhydrite, les eaux de cette nappe demeurent sous-saturées vis-à-vis de ces minéraux.

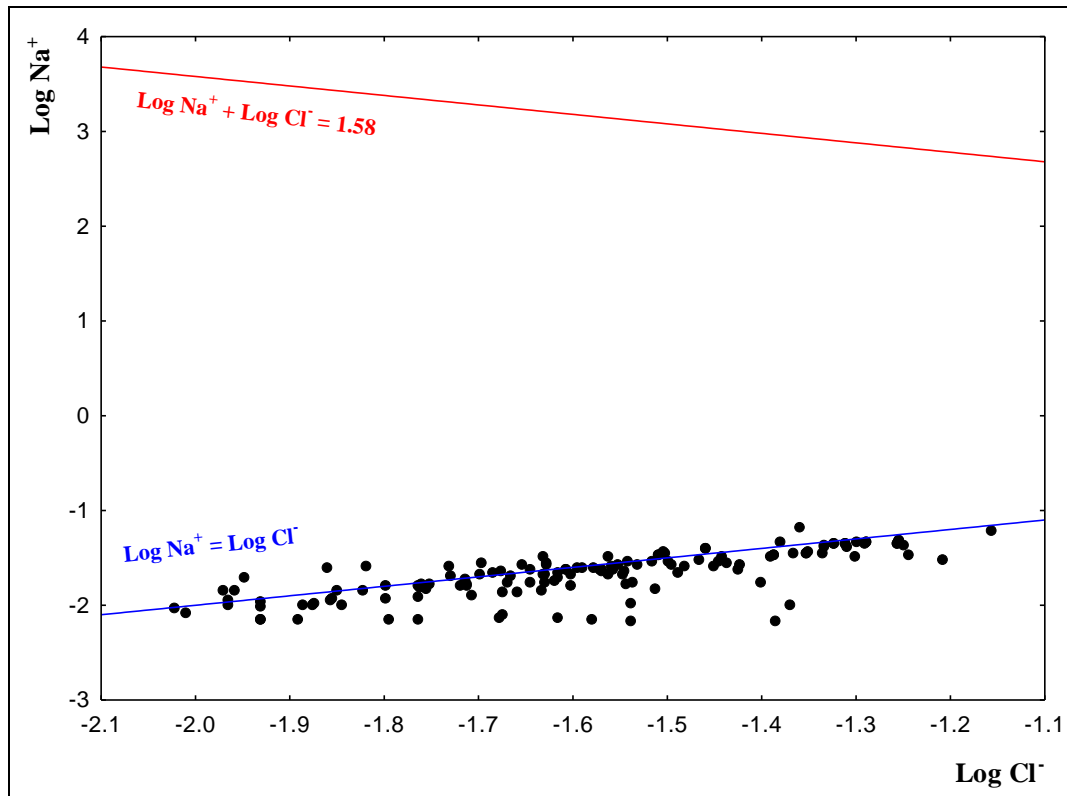


Figure IV.38 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de l'Halite

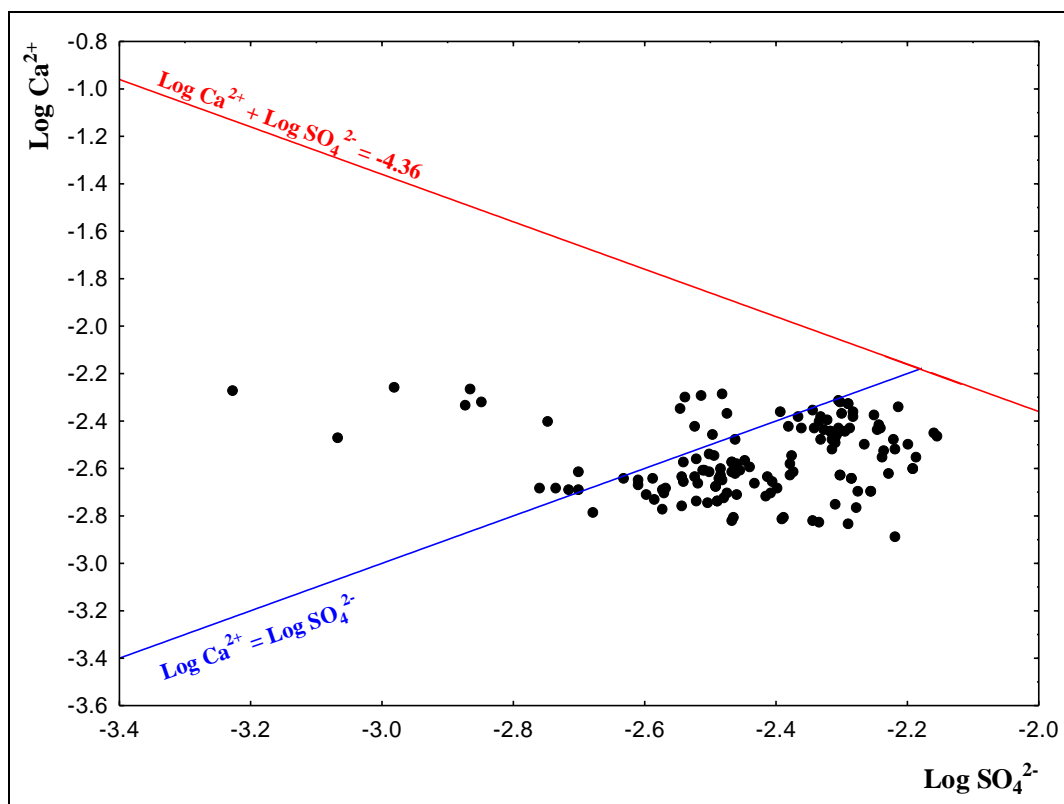


Figure IV.39 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de l'Anhydrite

Un autre minéral évaporitique peut être étudié par cette approche; la thénardite  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , le comportement du nuage de points du diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de ce minéral (Figure IV.40), montre un excès en sulfates par rapport au Sodium avec un état de sous-saturation, une évolution vers la branche des sulfates est remarquable, ce minéral contribue sans doute à l'enrichissement des eaux par ces éléments, mais il y a toujours d'autres minéraux qui contrôlent le domaine des sulfates et du sodium.

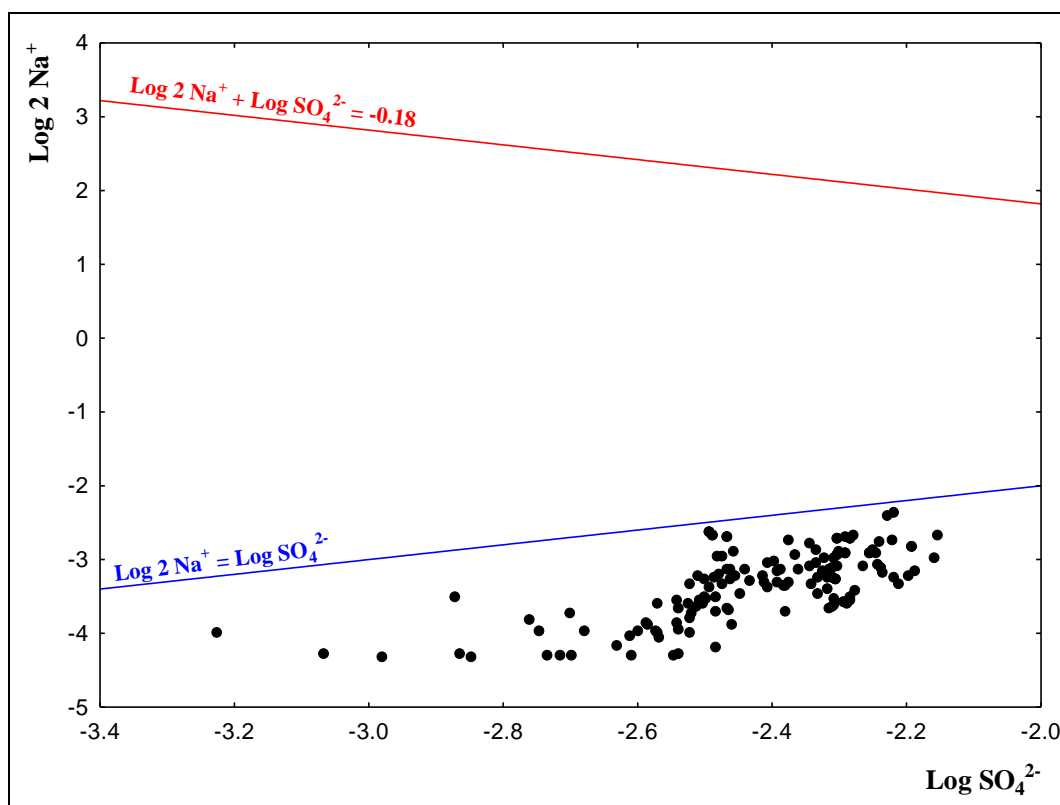


Figure IV.40 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Thénardite

#### IV.8.2- Minéraux carbonatés

Le diagramme de saturation des eaux par rapport à la calcite (Figure IV.41) montre que les eaux du Mio-Pliocène sont sursaturées pour beaucoup de forages par rapport à ce minéral, avec un excès total en calcium par rapport aux carbonates, le contrôle du calcium par la précipitation de la calcite diminue son activité dans les eaux de la nappe.

Le même comportement du nuage de points est remarqué pour le diagramme d'équilibre par rapport à la dolomite (Figure IV.42) et la magnésite (Figure IV.43), sauf que la plupart des points représentent une sous-saturation vis-à-vis de ce dernier minéral.

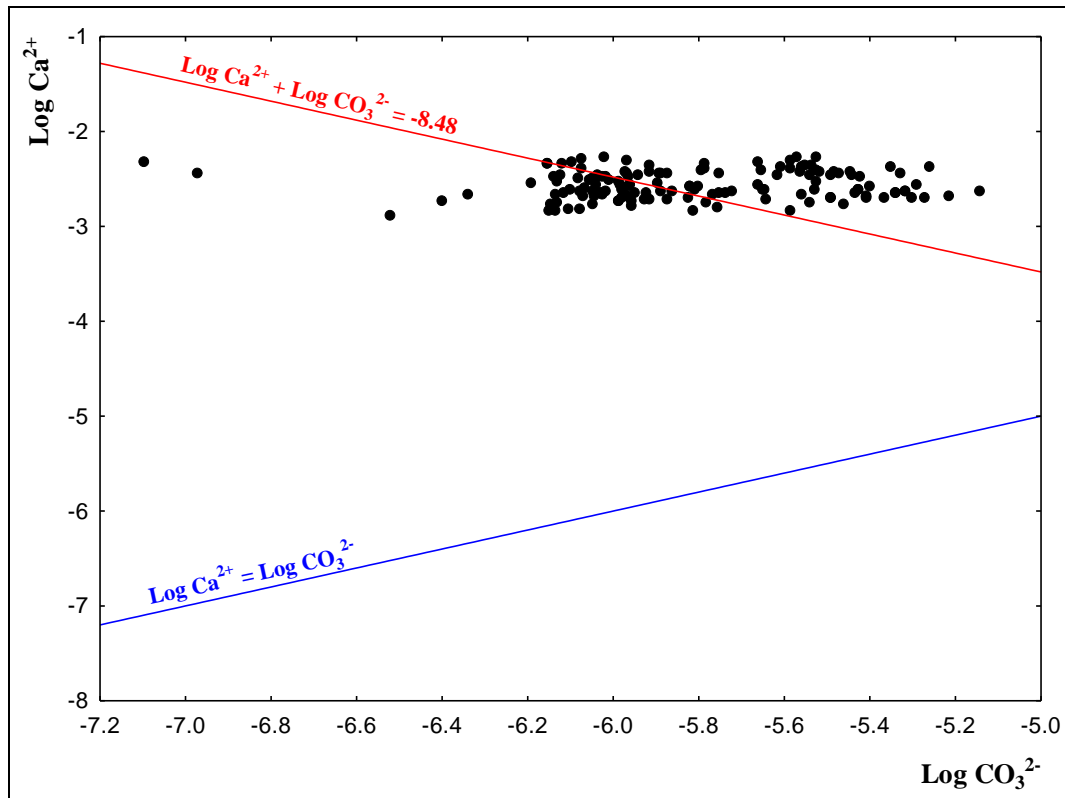


Figure IV.41 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Calcite

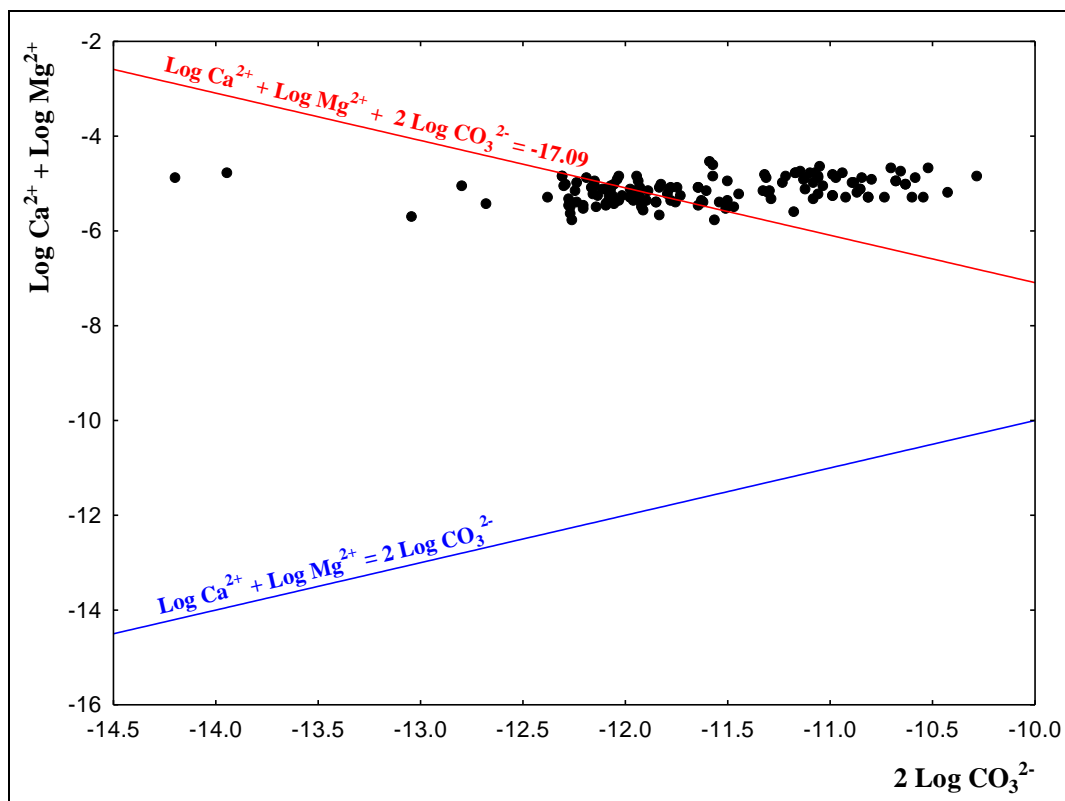
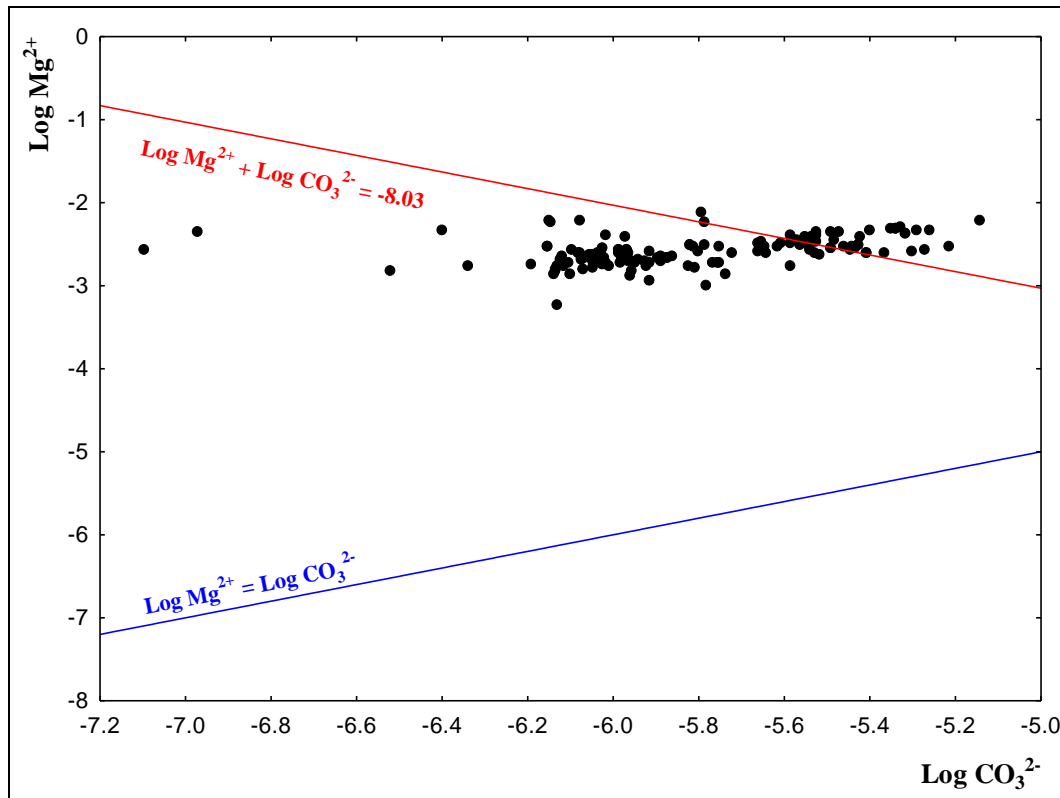


Figure IV.42 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Dolomite





**Figure IV.43 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Magnésite**

Par ailleurs, le diagramme ISD/ISC en coordonnées cartésiennes avec ISC en abscisse et ISD en ordonnée donne des informations sur le caractère « confiné ou ouvert » de la nappe aquifère en l'occurrence l'origine relative, sur l'âge relatif (temps de séjour), et la vitesse de circulation de cette eau, (Oga, et al, 2009). Ils délimitent quatre domaines significatifs différents :

- Le domaine des indices (I.S.C et I.S.D) positifs qui regroupe les eaux sursaturées par rapport à la calcite et à la dolomite.
- Le domaine des eaux sursaturées en calcite (I.S.C > 0) et sous saturées en dolomite (I.S.D < 0).
- Le domaine des eaux sursaturées en dolomite (I.S.D > 0) et sous saturées en calcite (I.S.C < 0).
- Le domaine des indices (I.S.C et I.S.D) négatifs où les eaux sont à la fois sous saturées par rapport à la calcite et à la dolomite.

Compte tenu de l'imprécision des mesures de pH sur le terrain, on considère comme saturée une eau ayant un indice de saturation compris dans l'intervalle  $\pm 0,5$ .

À noter, également qu'il faut que les points représentant ces eaux soient alignés et définissent une droite avec un coefficient de corrélation  $r$  significatif.

D'après le diagramme ci-après (Figure IV.44), la plupart des échantillons s'alignent selon la droite d'équation IS (Dolomite) =  $0,0761 + 1,7334 \times$  IS (Calcite) et de corrélation très significative  $r = 0.93$ . Un premier groupe (G1) d'eaux dans le domaine de saturation supérieur à 0 ou très proche de l'équilibre par rapport aux deux carbonates (Calcite et Dolomite). Un tel degré de saturation indique un temps de séjour relativement long et une nappe confinée, et de vitesse de circulation relativement lente. Cependant, les eaux groupe (G2) relativement sont largement sous saturées en calcite et dolomite et sont situées dans la région de Djamaa (DJM58, DJM23, DJM30, et DJM32 ils sont relativement d'eaux récentes, probablement non confinées et circulent dans un milieu perméable. Toutefois, deux échantillons de Djamaa (DJM54 et DJM55) se trouvent dans le domaine de sursaturation en calcite et dolomite et témoignent d'une origine profonde et une circulation très lente et par conséquent témoignent d'un temps de séjour plus ancien que celui du groupe (G1) et du groupe G2 de la même région.

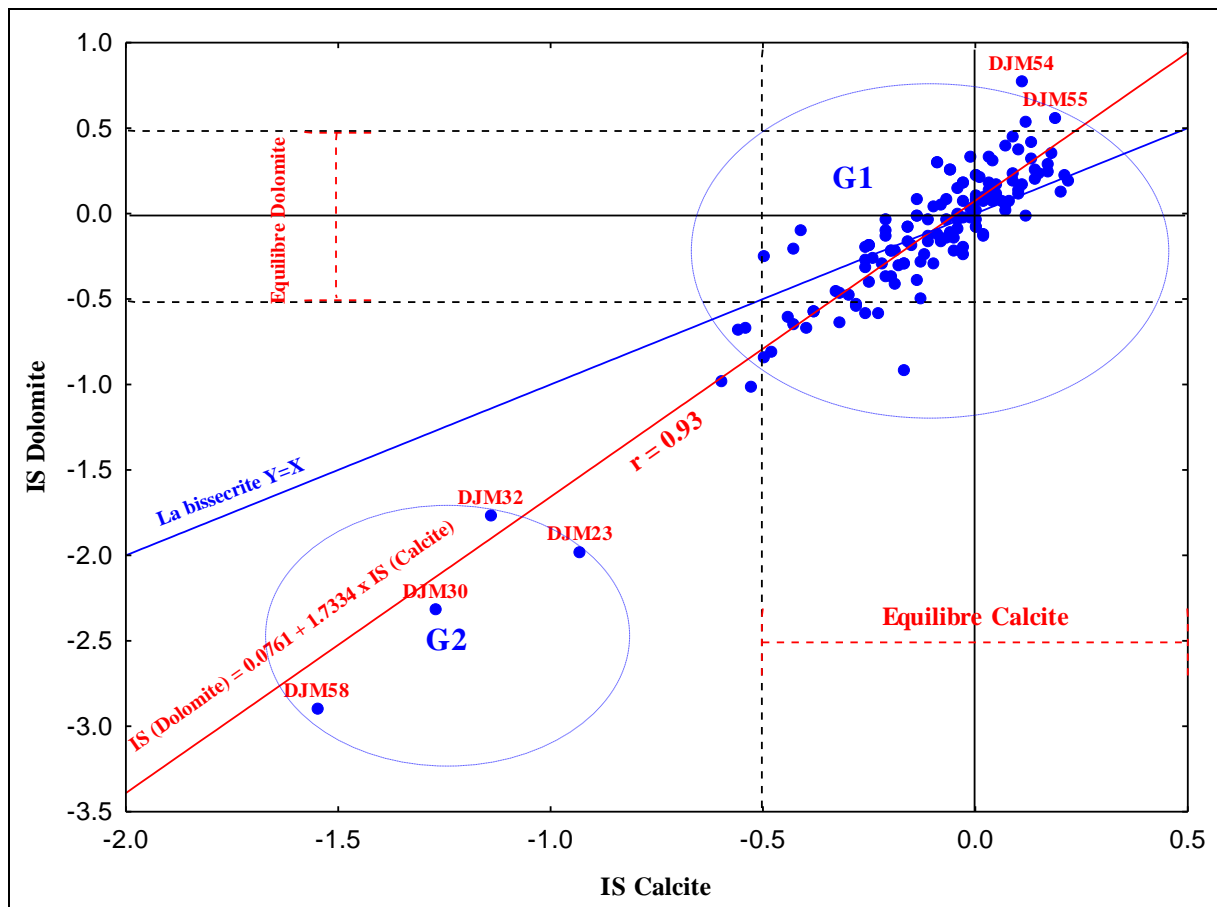


Figure IV.44: Diagramme I.S.D = f(I.S.C) des eaux prélevées de la zone d'étude

## IV.9- Influence de la matrice argileuse sur le chimisme des eaux

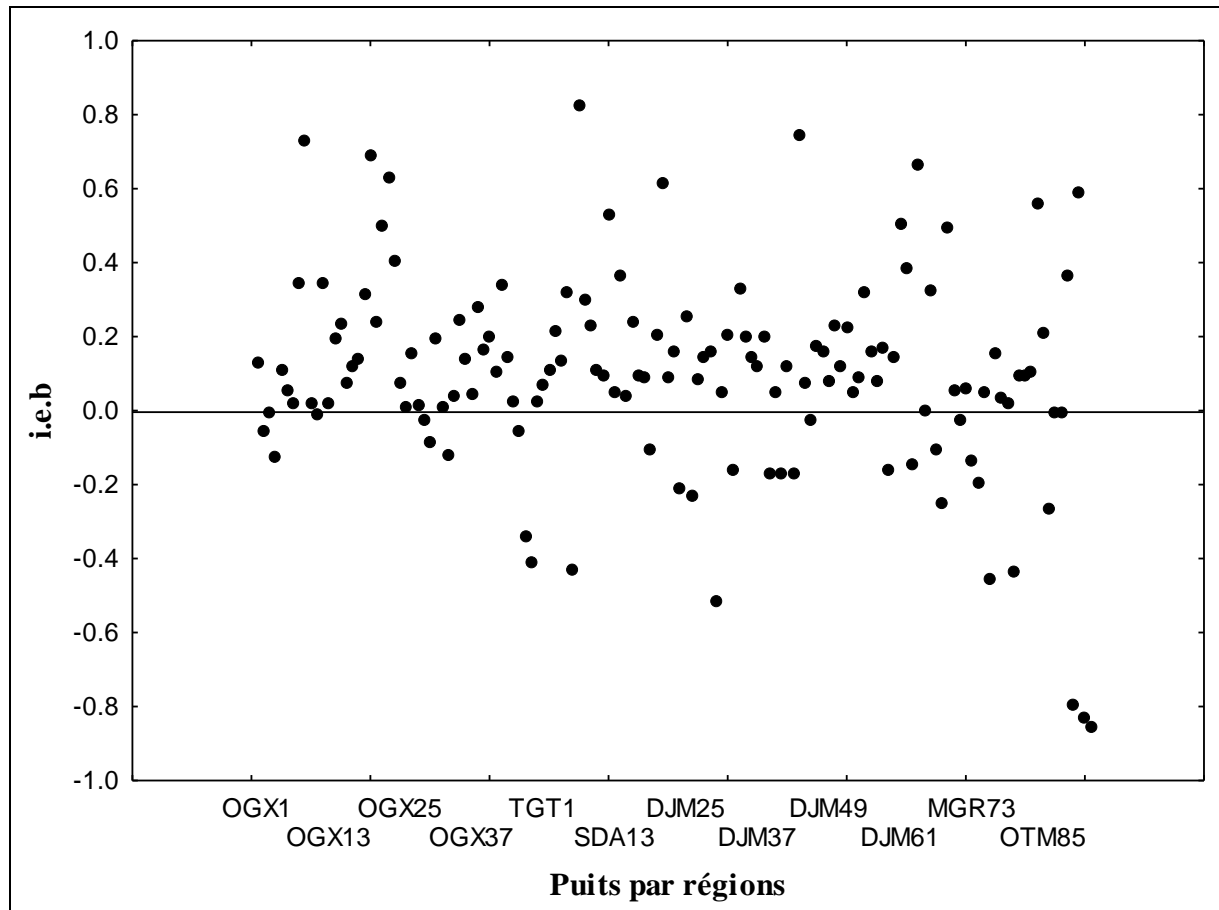
### IV.9.1- Échanges de base

Les eaux souterraines au cours de leurs trajets, se chargent de plus en plus en matières dissoutes, elles rentrent en contact avec des substances ayant la propriété d'échanger leurs ions contre ceux de l'eau, c'est une faculté particulière des argiles dont les feuillets présentent une charge négative, celle-ci est compensée au niveau des espaces inter foliaires par des cations ( $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ , et  $Mg^{2+}$ ) échangeables (Schoeller, 1962 ; Droubi, et al, 1976), l'indice d'échange de base (i.e.b), tel que :  $i.e.b = (rCl^- - rNa^+ - rK^+) / rCl^-$ .

Pour qu'il y ait un échange de base, i.e.b doit être positif, si le rapport est grand, cela signifie que l'échange est grand. (Schoeller, 1962).

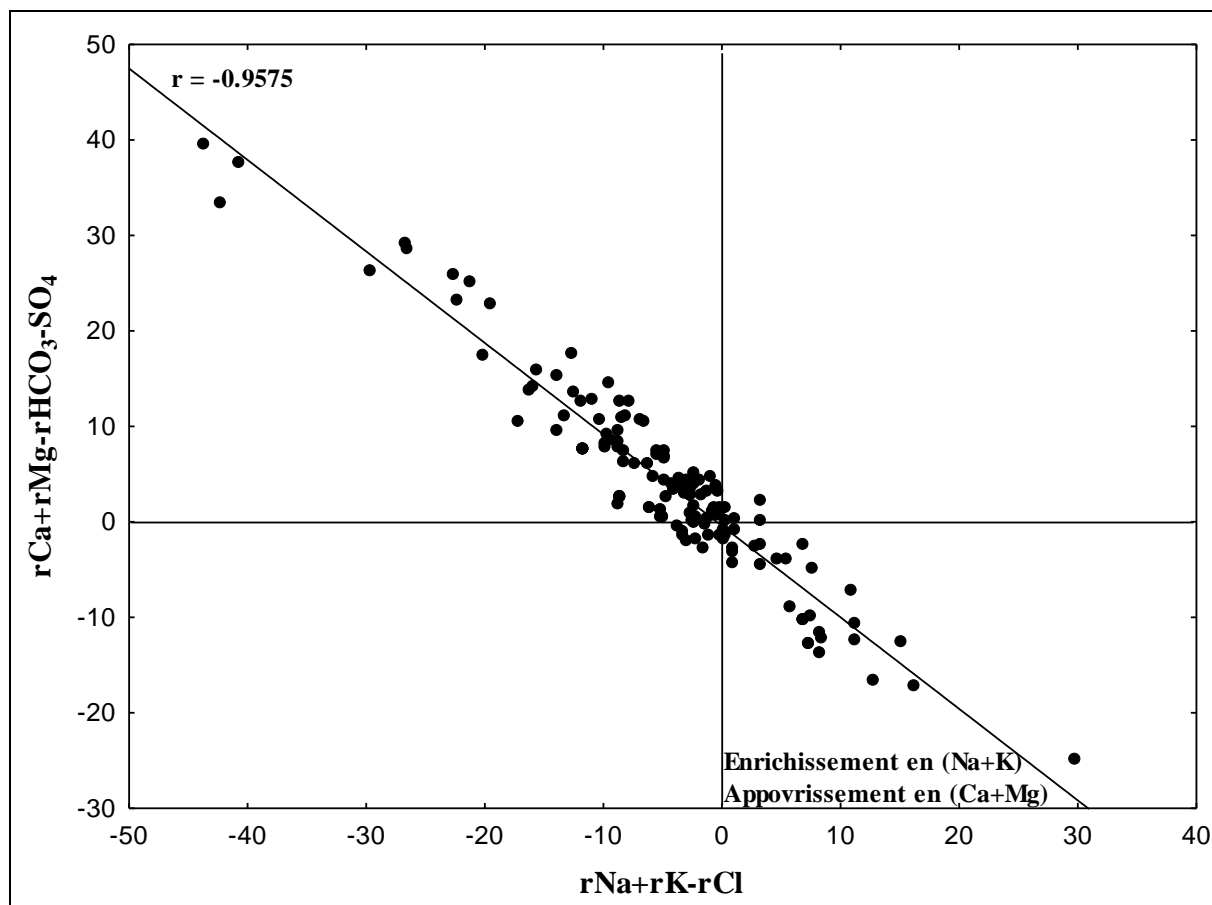
Notons que l'indice d'échange de base ne correspond pas forcément à un échange de base, lorsqu'il est négatif, il correspond au déséquilibre chloro-alcalin, qui est caractérisé par l'indice :  $rCl^- - rNa^+ + rK^+ / rHCO_3^- + rSO_4^{2-} + rNO_3^-$ .

Le calcul du pourcentage des valeurs positives ou négatives de l'indice d'échange de base montre qu'environ 25% des échantillons ont un i.e.b négatif, le reste est positif, mais toujours proche de zéro (Figure IV.45).



**Figure IV.45 : Évolution des indices d'échanges de base**

Par ailleurs, le graphique ci-après (Figure IV.46) montre les échantillons où il y a un excès ou déficit en  $(Ca+Mg)$  ou  $(Na+K)$ , la plupart des eaux dans les échantillons des régions de Ouargla et Touggourt montrent un excès en  $(Ca+Mg)$  par rapport aux  $(HCO_3+SO_4)$  et un déficit en  $(Na+K)$  par rapport aux Chlorures  $(Cl)$ , c'est la lithologie caractérisée par la dominance des formations évaporitiques qui contrôle l'enrichissement des eaux en ces éléments  $(Ca$  et  $Mg)$ .



**Figure IV.46 : La relation entre  $(Ca+Mg-HCO_3-SO_4)$  vs  $(Na+K-Cl)$**

Par contre, les graphiques et les histogrammes ci-après montrent les puits présentant un excès en sodium, et un déficit en calcium et en magnésium, ce phénomène est toujours contrôlé par la lithologie, mais cette fois-ci elle est caractérisée par l'abondance des argiles par rapport aux autres formations lithologiques dans les régions (Djamaa, Meghaier, Oum Thiour, Still), ce qui favorise un échange de bases entre les eaux et les formations argileuses encaissantes, c'est le phénomène d'échanges de base qui peut être à l'origine de l'apport supplémentaire en sodium (Figures IV.47, 48) et le déficit en calcium et en magnésium (Figures IV.49, 50) vis-à-vis des sulfates, remarqués dans les eaux de ces régions, ce qui confirme cette hypothèse.

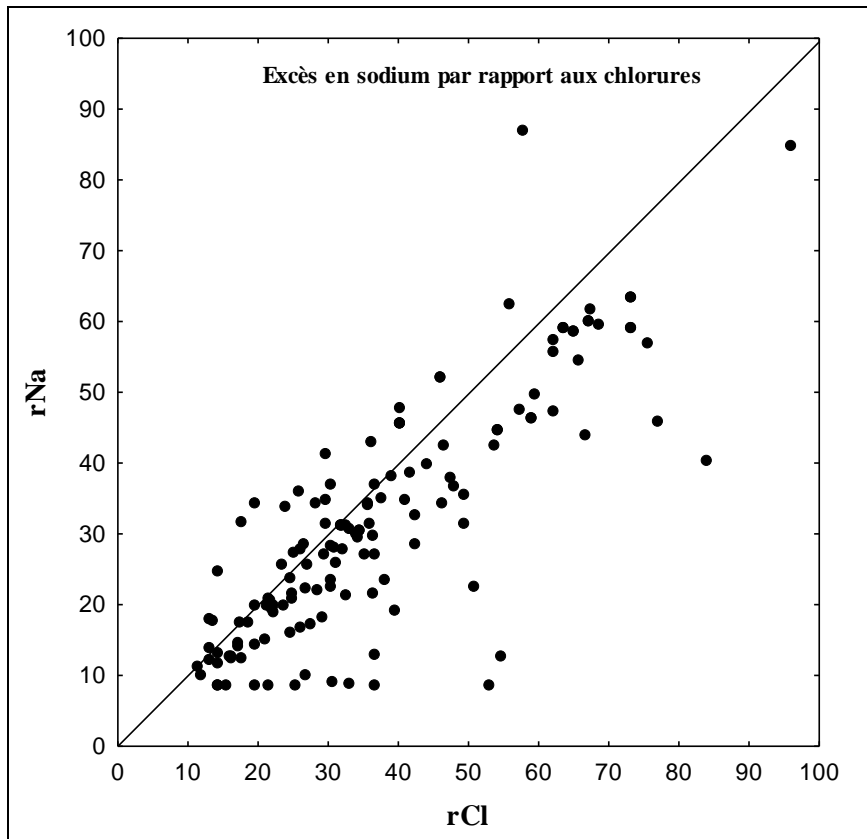


Figure IV.47 : Points d'eaux présentant un excès en sodium par rapport aux chlorures

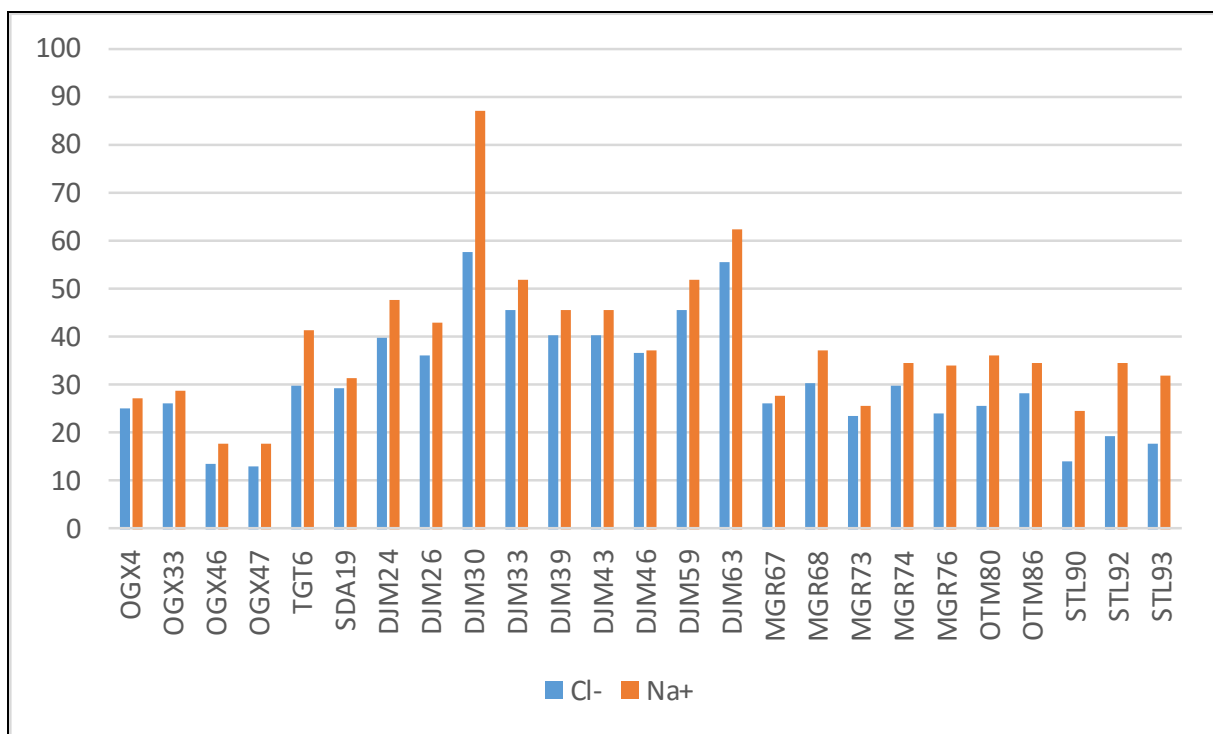


Figure IV.48 : Noms des forages présentant un excès en sodium par rapport aux chlorures

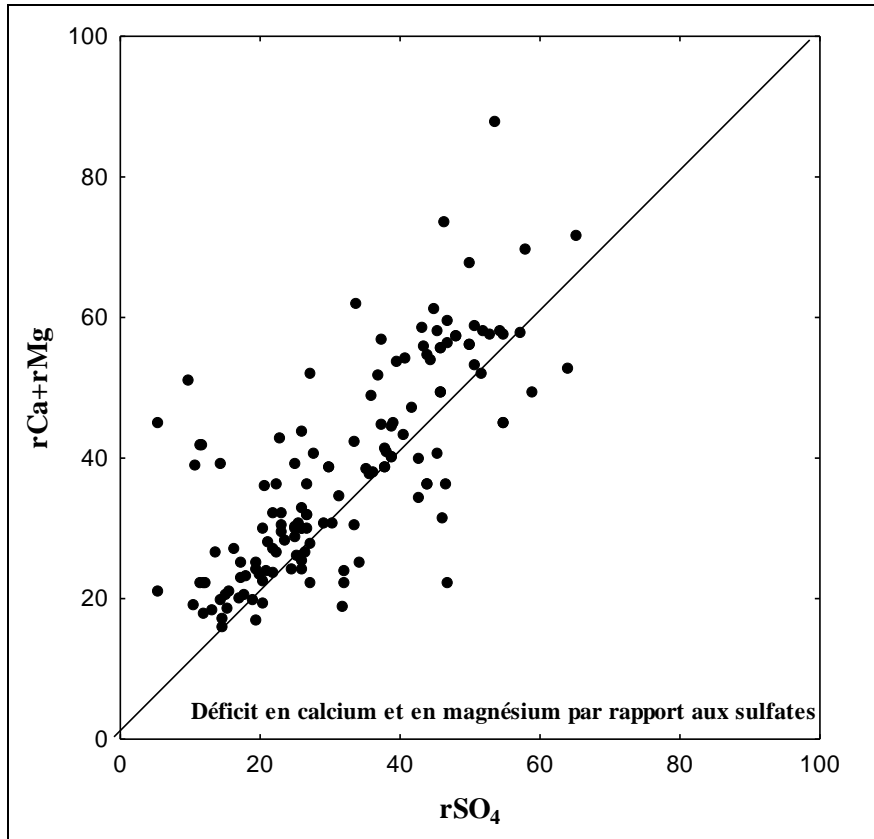


Figure IV.49 : Points d'eaux présentant un excès en calcium et en magnésium par rapport aux sulfates

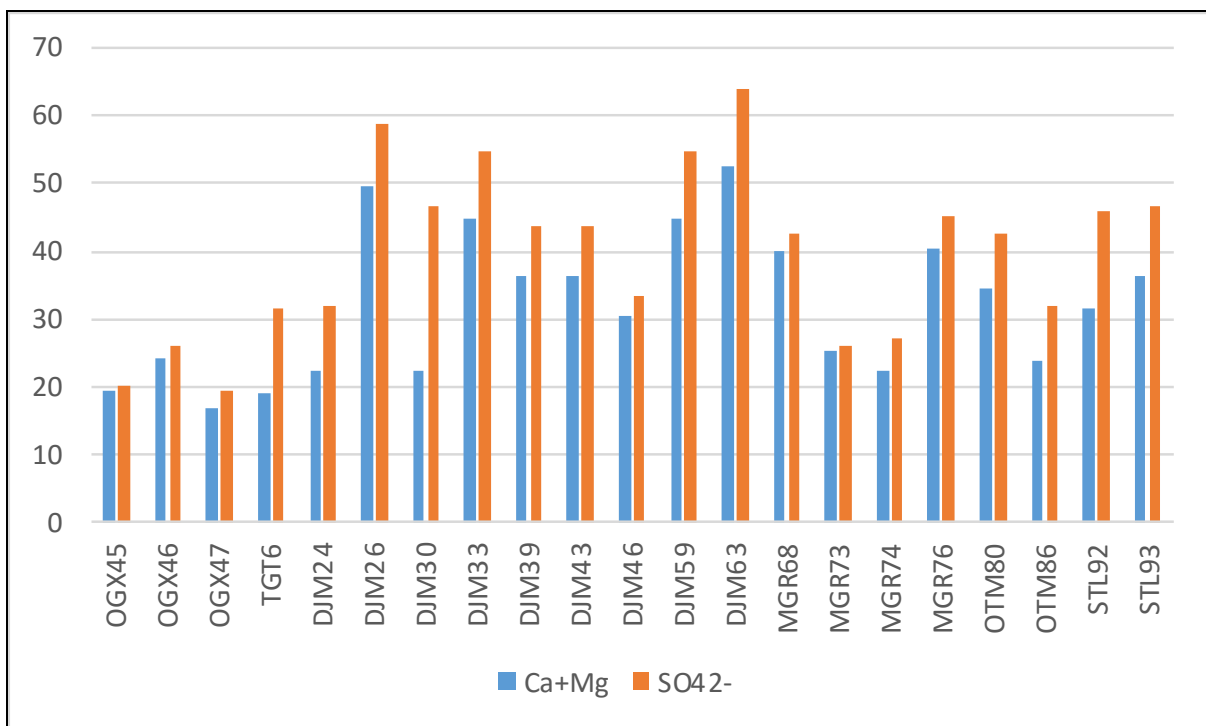
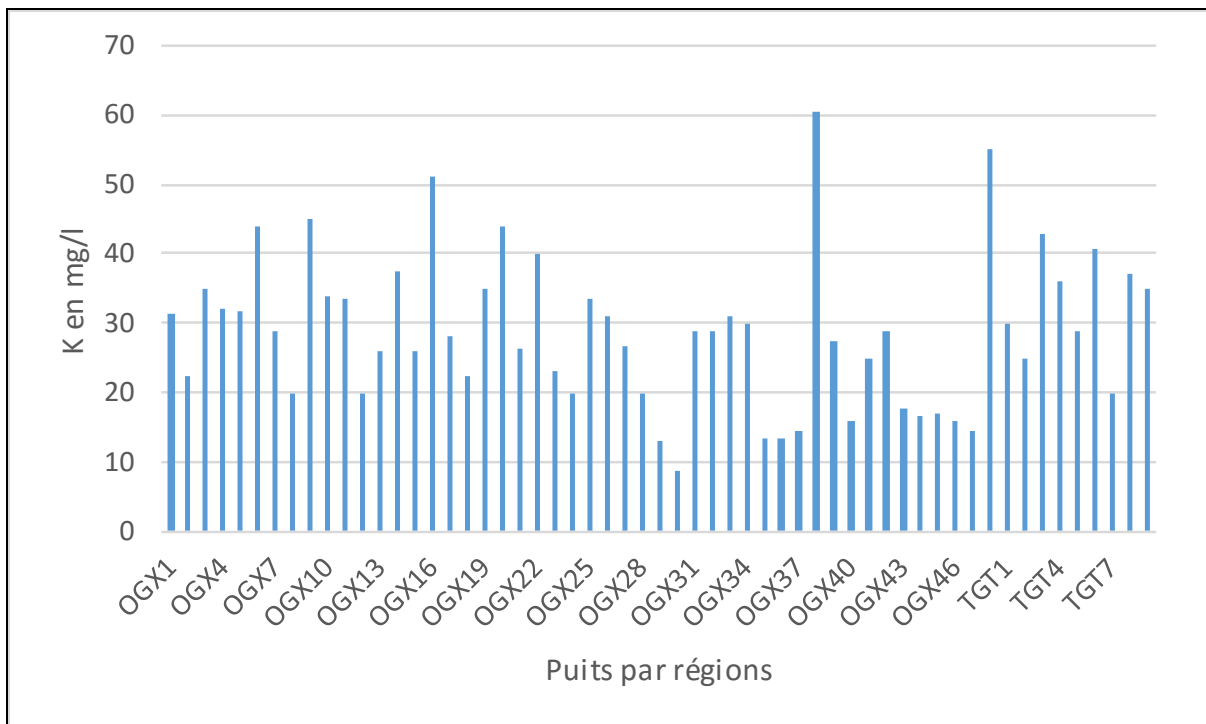


Figure IV.50 : Noms des forages présentant un déficit en calcium et en magnésium par rapport aux sulfates

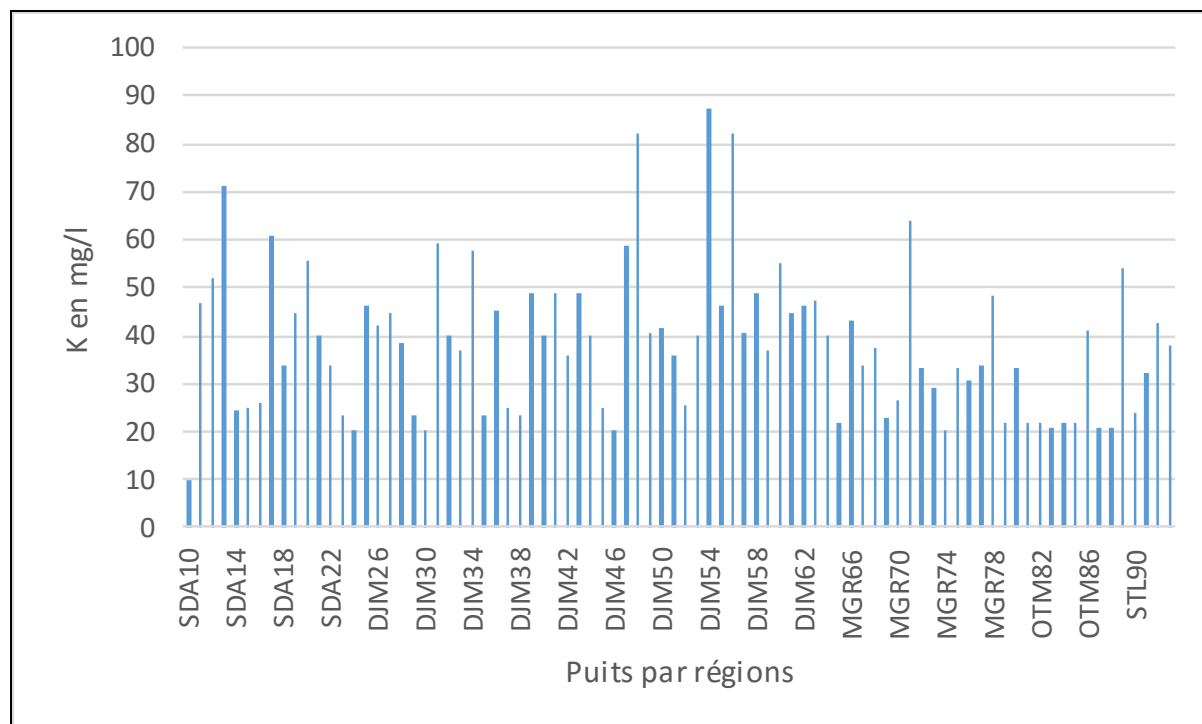
#### IV.9.2- Altération des argiles potassiques

Du fait de l'abondance des formations argileuses davantage dans l'aquifère du Mio-Pliocène en aval de notre secteur d'étude (Djamaa, Meghaier, Oum Thiour, et Still), le phénomène de l'altération des argiles potassiques est fortement probable, les histogrammes ci-dessous (Figures IV.51, 52) établissent une comparaison entre les concentrations de  $K^+$  dans les régions de Ouargla et Touggourt (amont) par rapport aux régions avales, la moyenne des concentrations en  $K^+$  dans ces régions est de l'ordre de 38.24 mg/l, par contre en amont elle est de l'ordre de 28.77 mg/l, cette variation est due peut-être à un enrichissement en potassium par altération des argiles.



**Figure IV.51 : Variation des concentrations en potassium dans les régions de Ouargla et Touggourt (amont)**



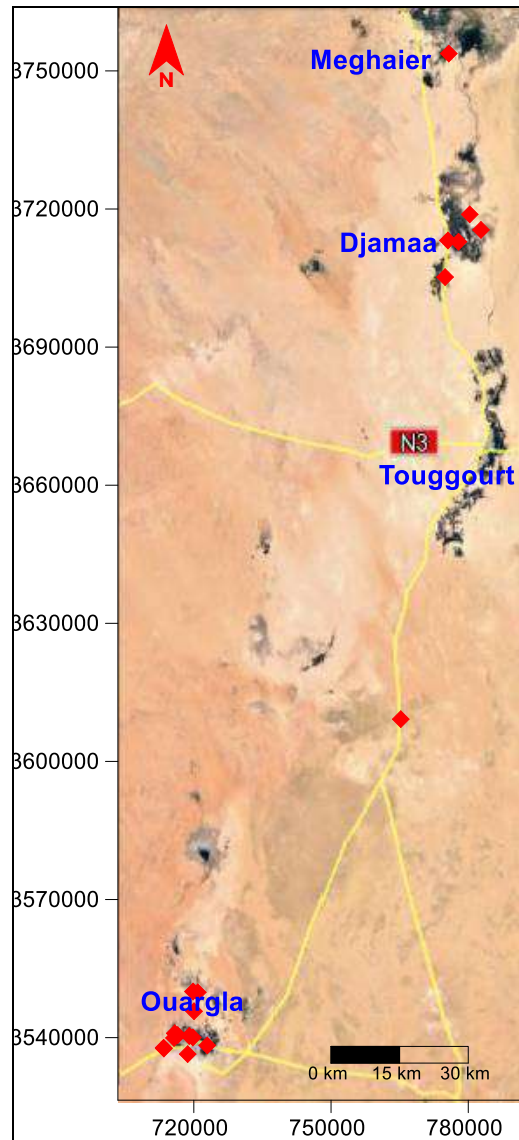


**Figure IV.52 : Variation des concentrations en potassium dans les régions de Djamaa, Meghaier, Still et Oum Thiour (aval)**

#### IV.10- Étude de quelques éléments indésirables

##### IV.10.1- Les fluorures et les phosphates

Dix-huit (18) points d'eaux dans notre secteur d'étude ont des concentrations en phosphates et en fluorures simultanément (Figure IV.53), l'étude de ces éléments va comprendre l'évolution spatiale des indices de saturation des eaux vis-à-vis de quelques minéraux fluoro-phosphatés (Fluorapatite  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , Francolite  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_5\text{CO}_3\text{F}_3$ ) et Fluorine  $\text{CaF}_2$ , l'évolution des indices de saturation en fonction du pH et du  $\text{Log F}^-$ , et l'étude des activités des éléments par les diagrammes de saturation.



**Figure IV.53 : Carte d'inventaire des points d'eau ayant des valeurs en fluorures et en phosphates**

#### IV.10.1.1- Évolution spatiale des indices de saturation

Par l'analyse du graphique ci-après (Figure IV.54), on observe que les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du Sahara septentrional algérien sont saturées vis-à-vis de la Francolite, ce minéral présente une forte tendance à se précipiter, ses indices de saturation augmentent le long du sens d'écoulement des eaux suite à un enrichissement des eaux par les éléments chimiques qui forment ce minéral, la Fluorapatite présente également un comportement similaire à celui de la Francolite avec une vitesse d'évolution un peu faible, par ailleurs, le nuage de points relatif aux indices de saturation des eaux vis-à-vis de la Fluorine représente un alignement quasi parfait autour de la droite d'évolution et montre une diminution

des valeurs en allant de l'amont vers l'aval avec un état d'équilibre pour la totalité des points, cet alignement peut traduire un contrôle de la solution par la Fluorine en libérant du fluor.

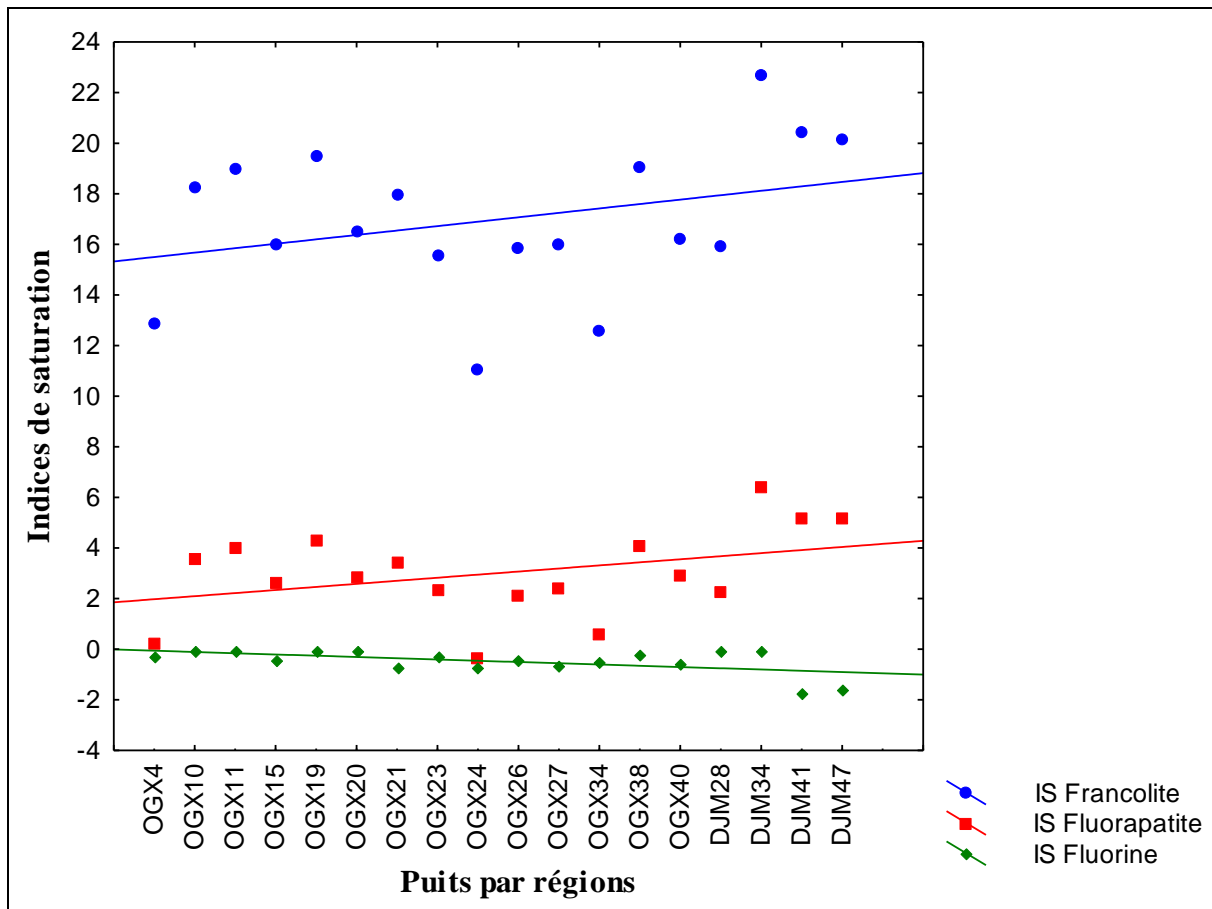
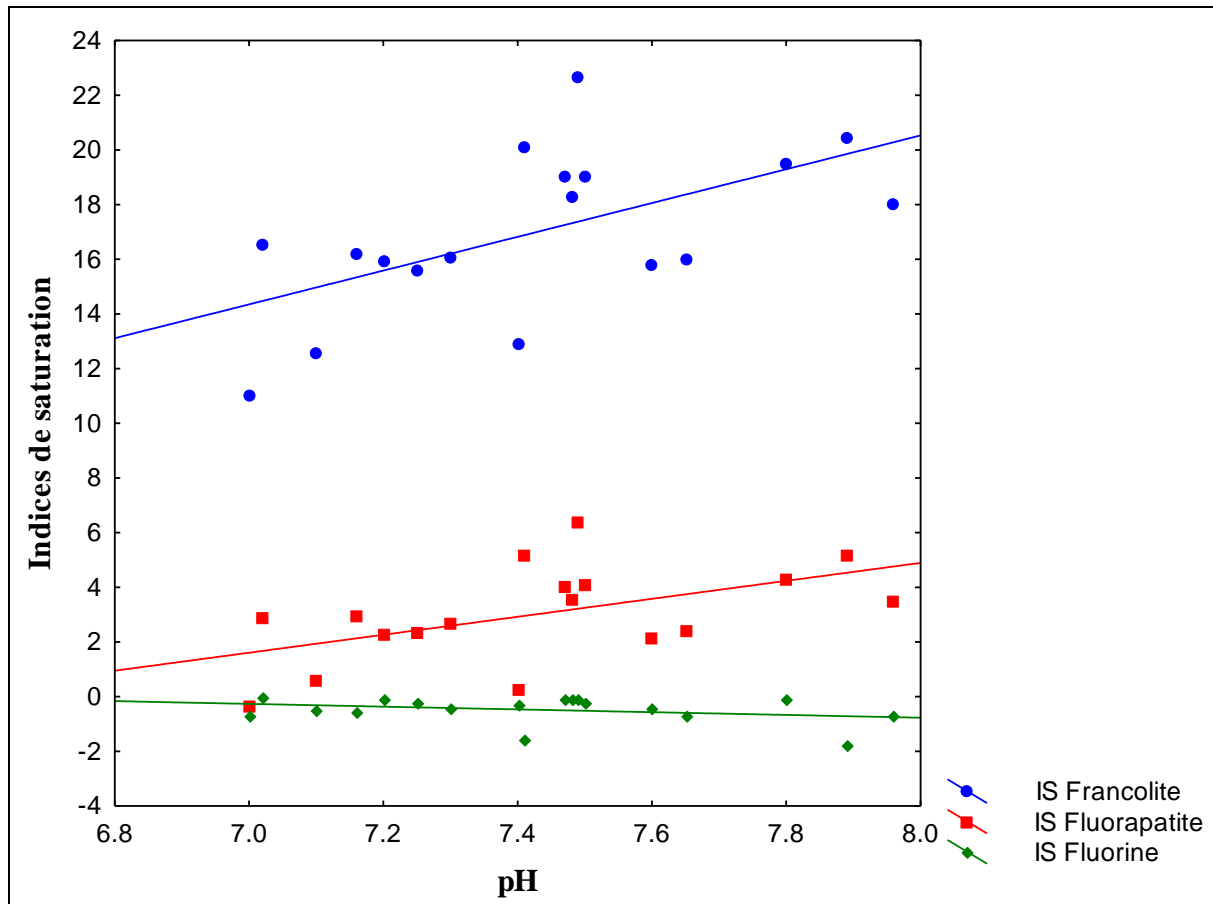


Figure IV.54 : Évolution spatiale des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés

IV.10.1.2- Évolution des indices de saturation par rapport au pH

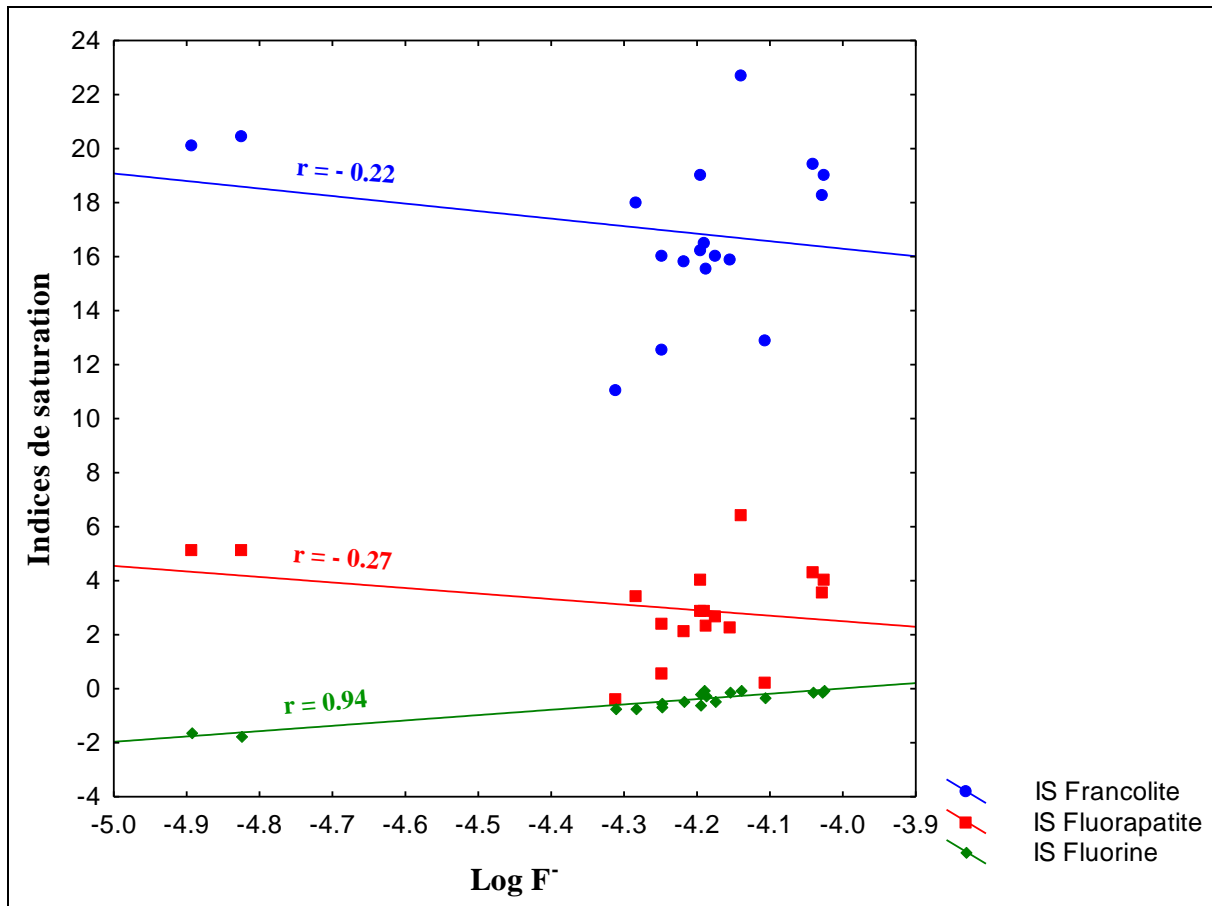
L'observation du diagramme (Figures IV.55) illustrant la relation IS-pH des minéraux fluoruro-phosphatés permet de constater la forte tendance de la Francolite à la précipitation, au fur et à mesure que l'alcalinité des eaux augmente avec une vitesse très forte, la Fluorapatite montre également une tendance vers la précipitation, mais moins vite par rapport à la Francolite, cependant, la fluorine demeure en équilibre et tend vers une légère sous-saturation.



**Figure IV.55 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés en fonction du pH**

#### IV.10.1.3- Évolution des indices de saturation en fonction du Log F<sup>-</sup>

On peut suivre l'évolution du fluor dans un diagramme Log F<sup>-</sup> versus IS des minéraux fluorurés et/ou phosphatés, on constate que seul le nuage de points relatif à la Fluorine s'aligne parfaitement suivant une droite, avec de fortes corrélations  $r = 0.94$  (Figure IV.56), ceci traduit un contrôle des solutions par la Fluorine, par ailleurs, les nuages de points relatifs aux autres minéraux n'expriment cette relation qu'avec des corrélations moins importantes,  $r = -0.22$  pour la Francolite et  $r = -0.27$  pour la Fluorapatite.



**Figure IV.56 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis des minéraux fluoruro-phosphatés en fonction du Log F<sup>-</sup>**

#### IV.10.1.4- Diagrammes de saturation

L'équilibre par rapport à la fluorine ( $\text{CaF}_2$ ) dans les eaux de la nappe du Mio-Pliocène, se traduit par une droite de pente 1 ( $Y=X$ ) dans le diagramme (Figure IV.57), que l'on rapporte à  $\text{Log Ca}^{2+}$  versus  $2 \text{Log F}^-$ , en terme d'activités de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{F}^-$ , on observe que le nuage de points se situe au domaine de sous saturation des eaux par rapport à la fluorine avec la présence de quelques points proches de l'équilibre, la précipitation de la Fluorine dans les eaux est fortement probable, cette allure du nuage de points ne signifie, cependant, pas qu'il y a contrôle des fluorures en solution par la Fluorine, il est possible que, seul le contrôle du calcium par la calcite provoque cette tendance.

On observe dans les (Figures IV.58, 59) que les solutions sont nettement sursaturées par rapport à la Francolite ( $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_5\text{CO}_3\text{F}_3$ ) et la Fluorapatite ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ), le nuage de points se situe au-delà de la droite d'équilibre pour les deux minéraux avec une sursaturation plus

importante pour la Francolite par rapport à la Fluorapatite, ceci suggère que ce minéral phosphaté et carbonaté susceptible de générer des fluorures dans les eaux.

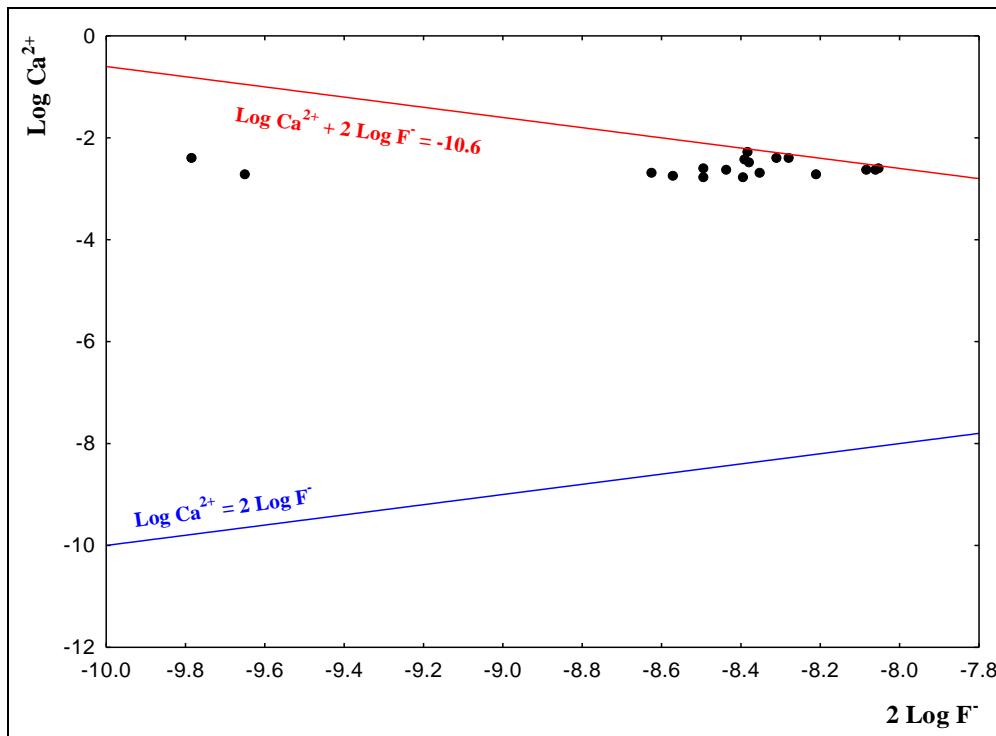


Figure IV.57 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Fluorine

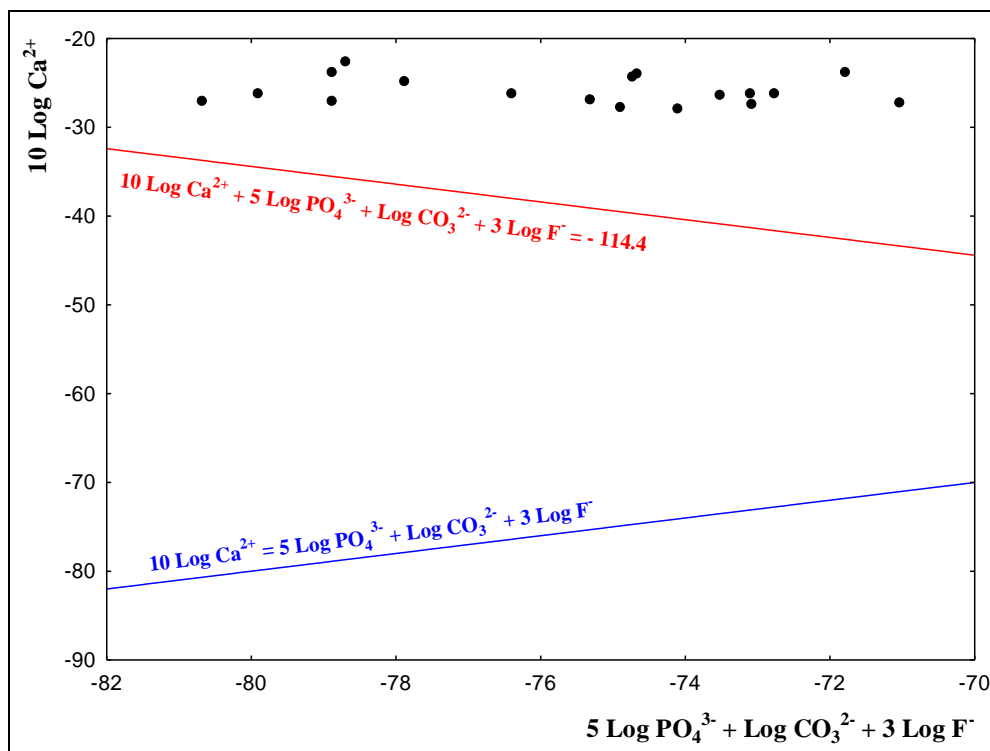


Figure IV.58 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Francolite

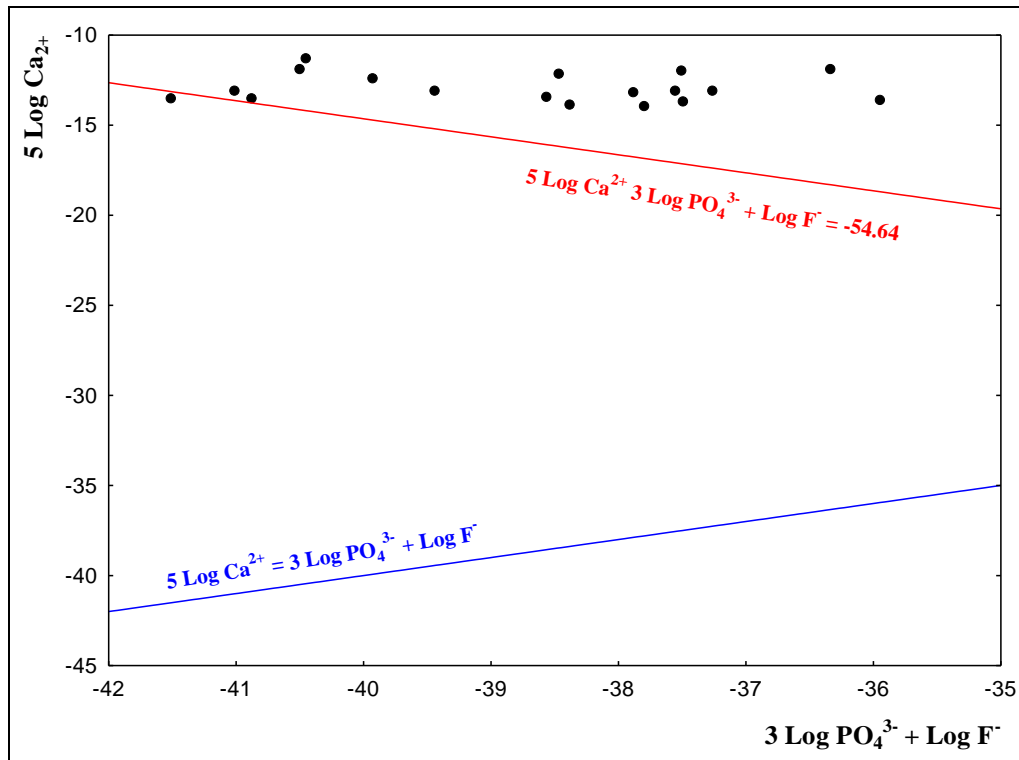


Figure IV.59 : Diagramme de saturation des eaux vis-à-vis de la Fluorapatite

#### IV.10.2- Les oxydes et hydroxydes de fer

Quarante-sept (47) points d'eau échantillonnés ont des valeurs représentatives par rapport au fer total, dont deux (2) sont nulles dans les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du Sahara Est septentrional algérien (Figure IV.60), le fer peut se présenter sous forme d'oxydes et d'hydroxydes (Hématite ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Magnétite ;  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , Maghemite ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Goethite ;  $\text{FeOOH}$  ... etc.), il peut également s'associer aux carbonates pour donner des carbonates de fer (Sidérite ;  $\text{FeCO}_3$ ), et aux sulfates pour générer le sulfate de fer heptahydraté (Mélantérite ;  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ).

L'analyse des diagrammes (Figures IV.61, 62) mettant en évidence la relation entre les pH et les indices de saturations des eaux par les minéraux ferrugineux montre la forte tendance des oxydes de fer à la précipitation, les indices de saturation s'avèrent plus importants chez l'Hématite et la Magnétite ( $\approx 17$  et  $19$  en moyenne respectivement) suivi de la Maghemite où l'IS avoisinant  $7$ , ces indices augmentent d'une pente forte et similaire pour les trois oxydes de fer au fur et à mesure de l'alcalinité du pH.

Par ailleurs, les valeurs des indices de saturation des eaux vis-à-vis des hydroxydes de fer paraissent moins importantes ( $6,5$  et  $7$  pour les minéraux  $\text{Fe}(\text{OH})_{2,7}\text{Cl}_{0,3}$  et la Goethite

respectivement), et aux alentours de 1 pour le minéral  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , l'évolution des indices de saturation de ces trois minéraux se fait à rythme plus ou moins fort et similaire, par contre, le minéral  $\text{Fe}_3\text{OH}_8$  présente un comportement différent par rapport aux autres, ses valeurs d'indices de saturation sont proches de l'équilibre voir sursaturation et évoluent d'un rythme plus fort en fonction des valeurs de pH.

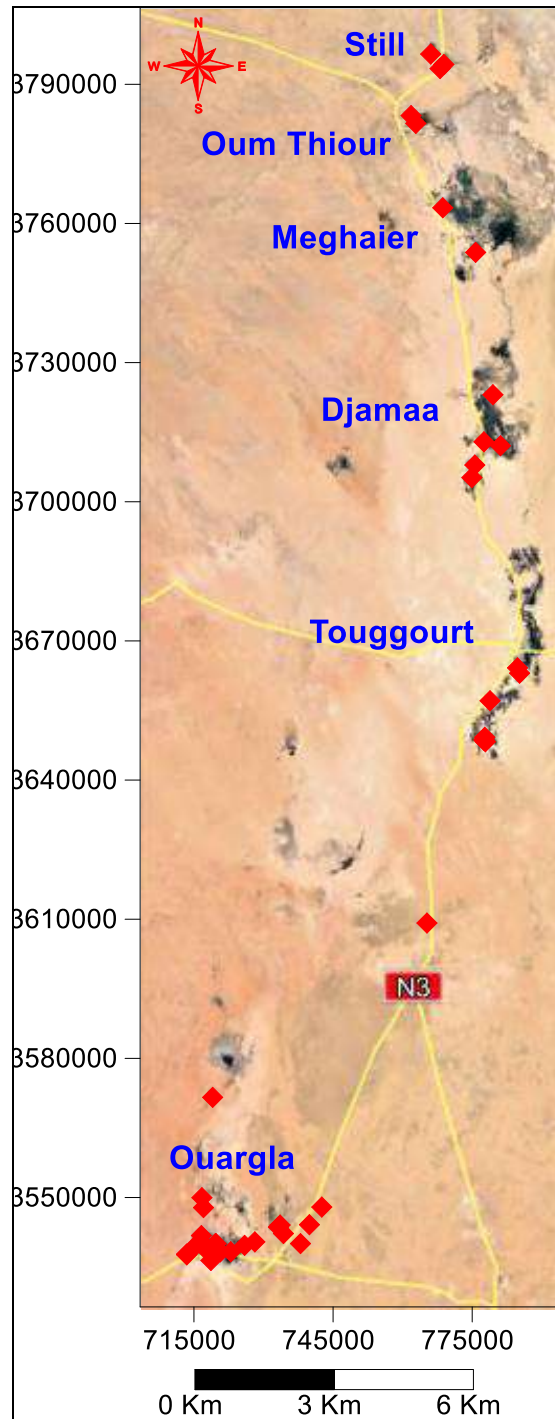


Figure IV.60 : Carte d'inventaire des points d'eau ayant des valeurs en fer total



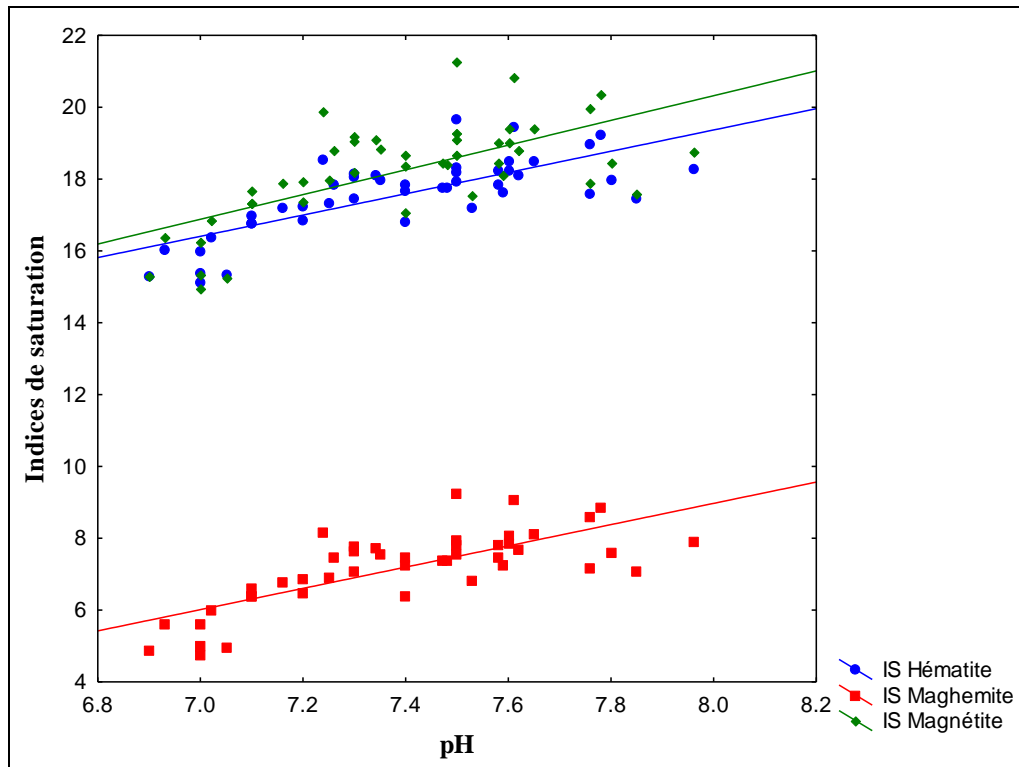


Figure IV.61 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis des oxydes de fer en fonction du pH

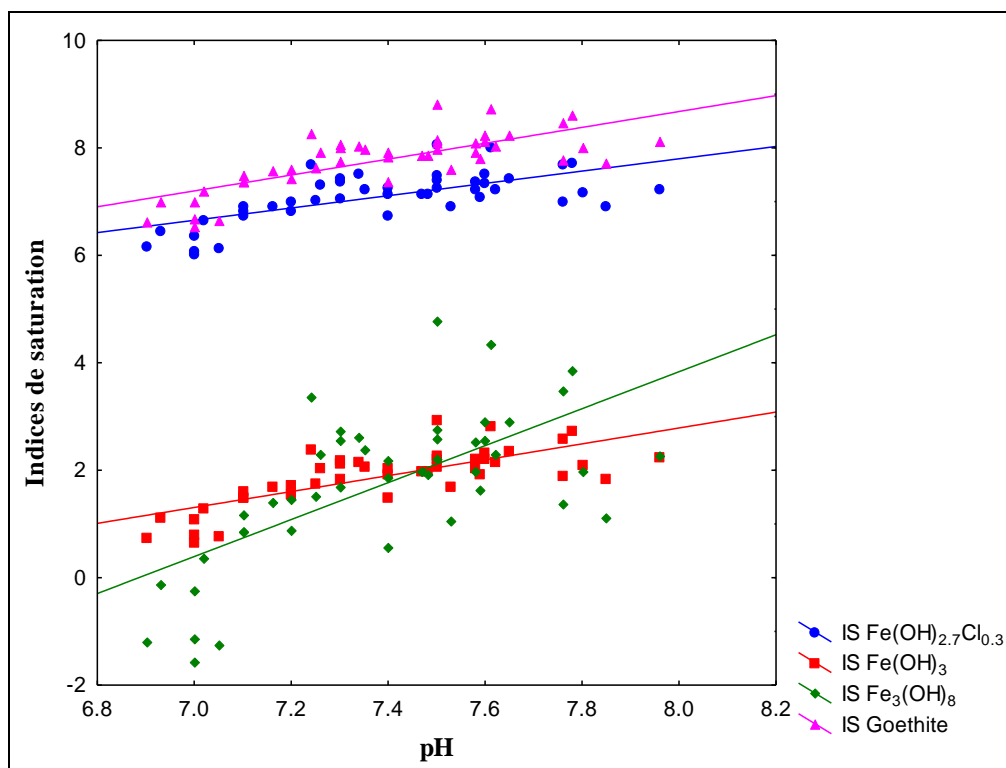


Figure IV.62 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis des hydroxydes de fer en fonction du Ph

### IV.10.3- La silice dans les eaux du CT (Mio-Pliocène)

Dans le secteur de notre étude, nous avons vingt-six (26) points d'eau ayant des concentrations en  $\text{SiO}_2$ , qui varient entre 0 et 23,5 mg/l. Quatre (4) ont des valeurs nulles, et huit (08) autres présentent des valeurs dépassant fortement la moyenne (environ 14 mg/l) connue pour les eaux du Mio-Pliocène du Sahara Est septentrional algérien (Guendouz et al, 2003) (Figure IV.63).

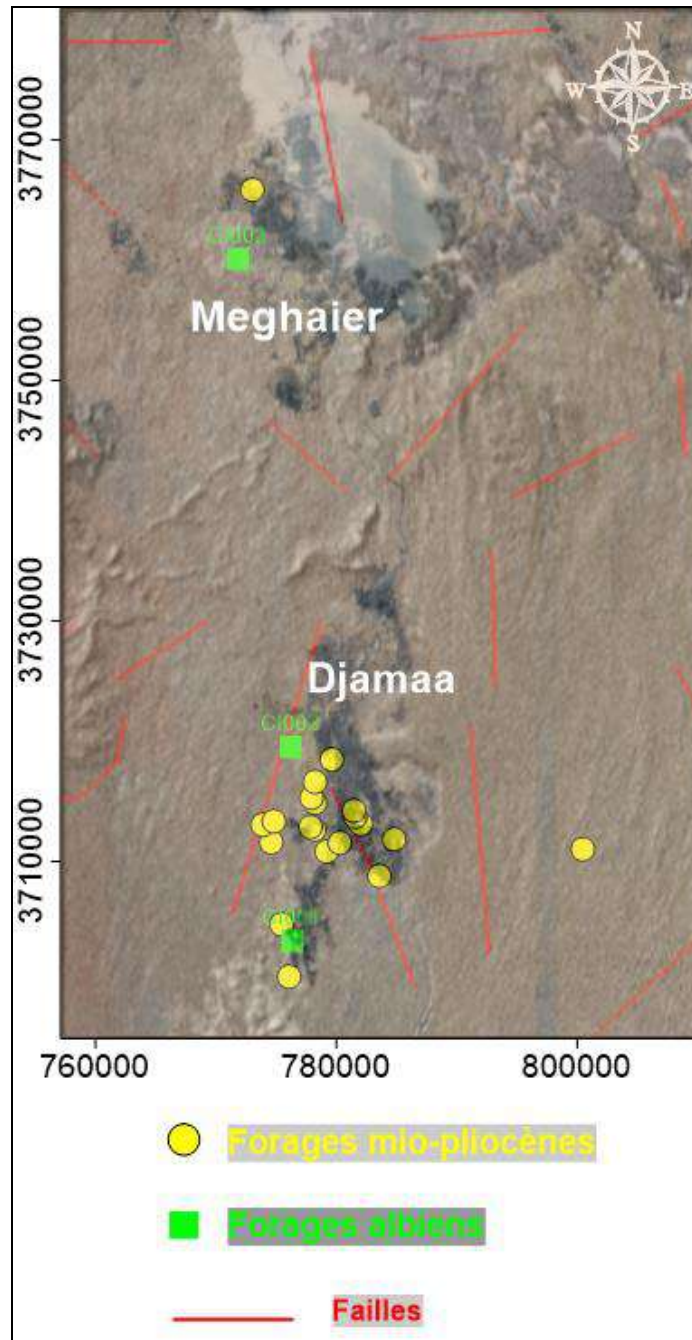
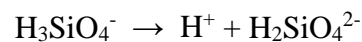


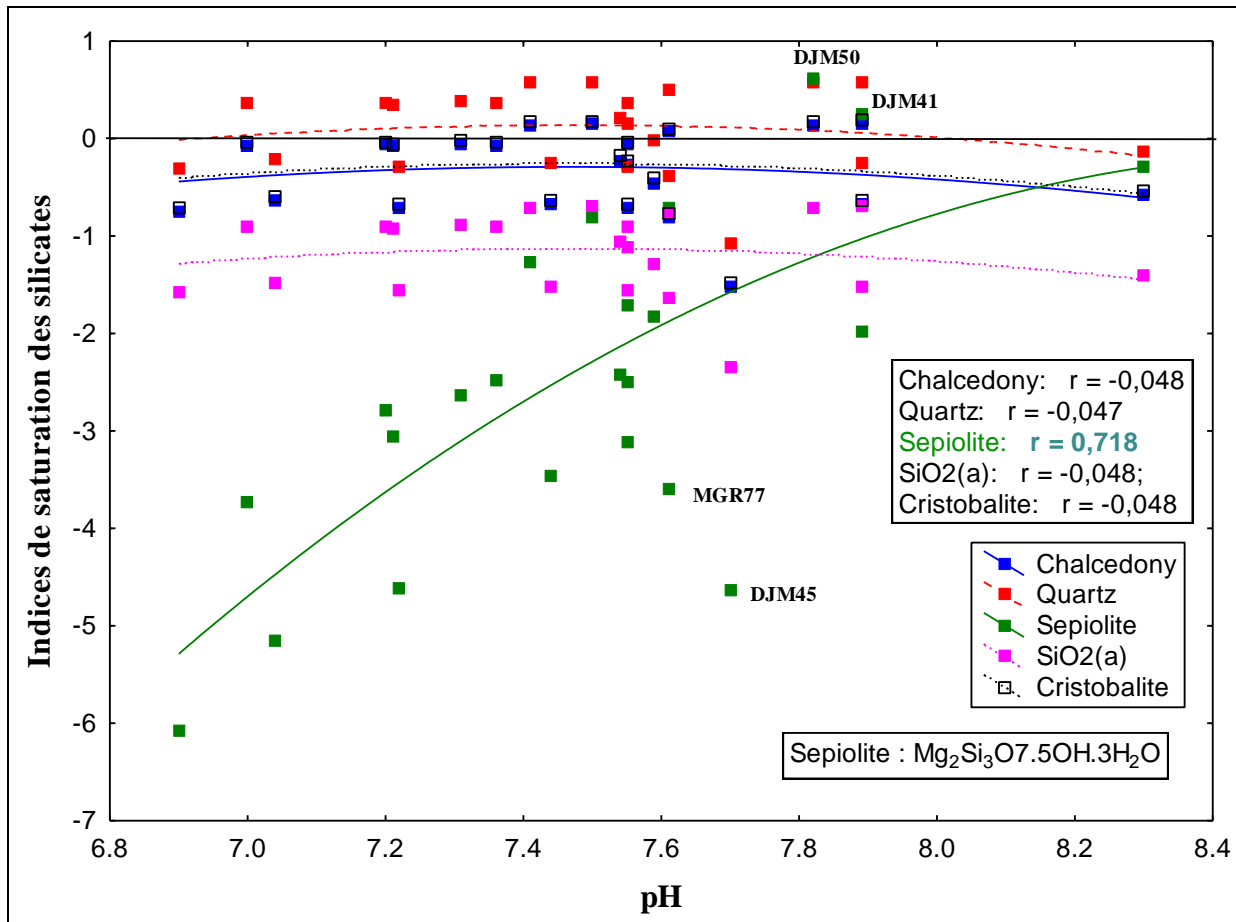
Figure IV.63 : Carte d'inventaire des puits d'eau mio-pliocènes ayant des valeurs en  $\text{SiO}_2$  avec fond structural

### IV.10.3.1- Hydrolyse des silicates

Les concentrations rencontrées dans les eaux de la nappe étudiée sont, naturellement, le résultat de contact eau-roche de la formation aquifère. A priori, l'action de l'eau sur la silice ( $\text{SiO}_2$ ), agissant comme acide faible, à température ordinaire est complexe et génère l'acide orthosilicique  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  :  $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$ , mais aussi l'ionisation peut s'étendre à d'autres étapes :



La libération des  $\text{H}^+$  de l'eau favorise la destruction des roches cristallines en silicates hydratés (argile) ; c'est le phénomène d'hydrolyse des silicates ; un processus fréquent dans les eaux souterraines dépendant essentiellement de la température et la pression du milieu aquifère. Nous rapportons sur un diagramme binaire (Figure IV.64), pH vs Indices de saturations des minéraux silicatés contrôlant la solubilité de la silice dans les eaux obtenues par la base de données thermodynamiques « Wateq4F » établie par Ball et Nordstrom (1991) et intégrée au logiciel PHREEQC, nous pouvons constater qu'autant l'activité de  $\text{H}^+$  augmente dans l'eau autant une argile : la Sépiolite ( $\text{Mg}_2\text{Si}_3\text{O}_7 \cdot 5\text{OH} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), qui se trouve bien corrélée ( $r = 0,72$ ) avec le pH, tend vers l'équilibre et la précipitation conformément à cette opération d'hydrolyse, alors que les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine, cristobalite et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à la variété monomère sus-indiquée  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , sont en équilibre à sous-saturés, avec une légère sursaturation du quartz. Évidemment, ces différentes variétés ne sont pas les seules sources de silice dissoute  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  bien qu'au  $\text{pH}=8,3$ , sur le diagramme, on y voit les polynômes de régression s'incurvent, ce qui suggère que la mise en solution pour ces minéraux qu'au-delà de pH enregistrés ( $\text{pH} > 9$ ) et essentiellement de températures plus élevées.



**Figure IV.64 : Évolution des indices de saturation vis-à-vis minéraux silicatés en fonction du pH**

Vue le manque d'analyse de l'aluminium dans nos échantillons d'eau, nous nous sommes servi du diagramme de Korjinski, (Figures IV.65 et 66) afin d'illustrer davantage le rôle que joue l'hydrolyse des silicates d'alumine hydratées dans la minéralisation des eaux de la nappe étudiée. En effet, l'hydrolyse incomplète peut donner des eaux stables vis-à-vis des argiles irritées en l'occurrence la Chlorite ( $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ ) provoquée par l'action de l'acide carbonique (Figure IV.65). Par ailleurs, le processus d'hydrolyse totale et poussé révèle la stabilité des eaux vis-à-vis de la kaolinite (Figure IV.66).

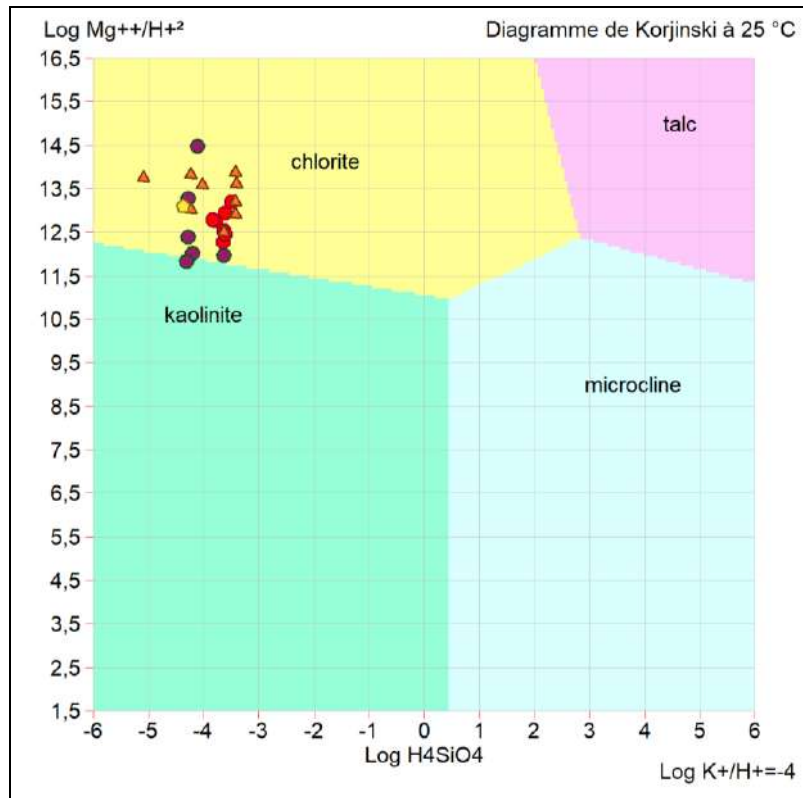


Figure IV.65 : Diagramme de Korjinski des eaux (hydrolyse incomplète)

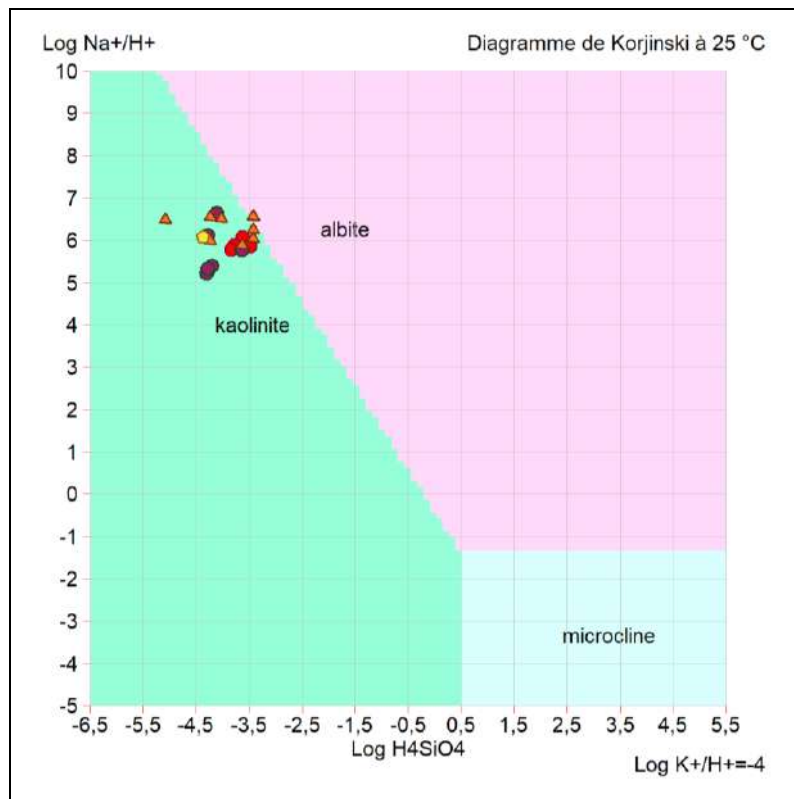


Figure IV.66 : Diagramme de Korjinski des eaux (hydrolyse totale)

### IV.10.3.2- Apport de la silice par la nappe profonde du CI

Les teneurs élevées en silice ( $\text{SiO}_2$ ) dans quelques puits de la nappe des sables du Mio-Pliocène ne peuvent être attribuées, uniquement, à la minéralisation, mais aussi à ne pas négliger l'apport probable des eaux de la nappe profonde du Continental Intercalaire riche en silice et en conditions de température et pressions très élevées ; de 1500 à 2200 m de profondeur et de températures conséquentes de 45°C à 70°C, qui par ascension verticale (drainance) vers les nappes sus-jacentes du CT (Sénonien, Éocène et Mio-Pliocène), et en particulier aux endroits des zones de failles (Figure IV.63).

La géothermométrie est un outil qui permet l'estimation des températures des derniers équilibres chimiques avant l'émergence à l'aide d'un géothermomètre. L'application de cette méthode dans l'exploration géothermique offre des informations sur les conditions profondes. Mais aussi, cette méthode est usuelle dans les eaux souterraines ou de sources ; où nous avons les géothermomètres à silice, basés sur l'équilibre du système  $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , et géothermomètres à cations (Fournier, 1977).

À partir de l'analyse chimique des eaux et grâce aux éléments chimiques utilisés dans les équations géothermométriques (exemple de silice, ou Quartz dans le tableau ci-après), (Tableau IV.3), on peut calculer la température à laquelle les eaux ont été portées dans le sous-sol.

Les études faites sur les eaux chaudes de CI par Abelali et al (2017 et 2020) à l'échelle du bassin oriental du Sahara septentrional algérien révèlent que le géothermomètre à Quartz (tableau ci-après) est plus fiable afin d'estimer la température du réservoir du CI, car il donne une température d'équilibre en profondeur de 80°C alors que la température moyenne de l'eau mesurée à l'émergence est de 50°C.

L'application de ce géothermomètre « Quartz » dans les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène nous a permis d'enregistrer des températures élevées dans les eaux de la région de Djamâa avoisinant les températures du CI (Figure IV.67). La correction des températures en tenant compte des pertes de vapeur par le géothermomètre Quartz (avec perte de vapeur maximale) se fait en reliant les deux points (25°C et 50°C) qui recoupent le polynôme de régression de températures d'émergences du CI et CT pour obtenir enfin la température 65°C ; qu'au-delà de laquelle un mélange entre les eaux des deux nappes soit suspecté correspondant aux failles qui longent la zone de Djamaa.

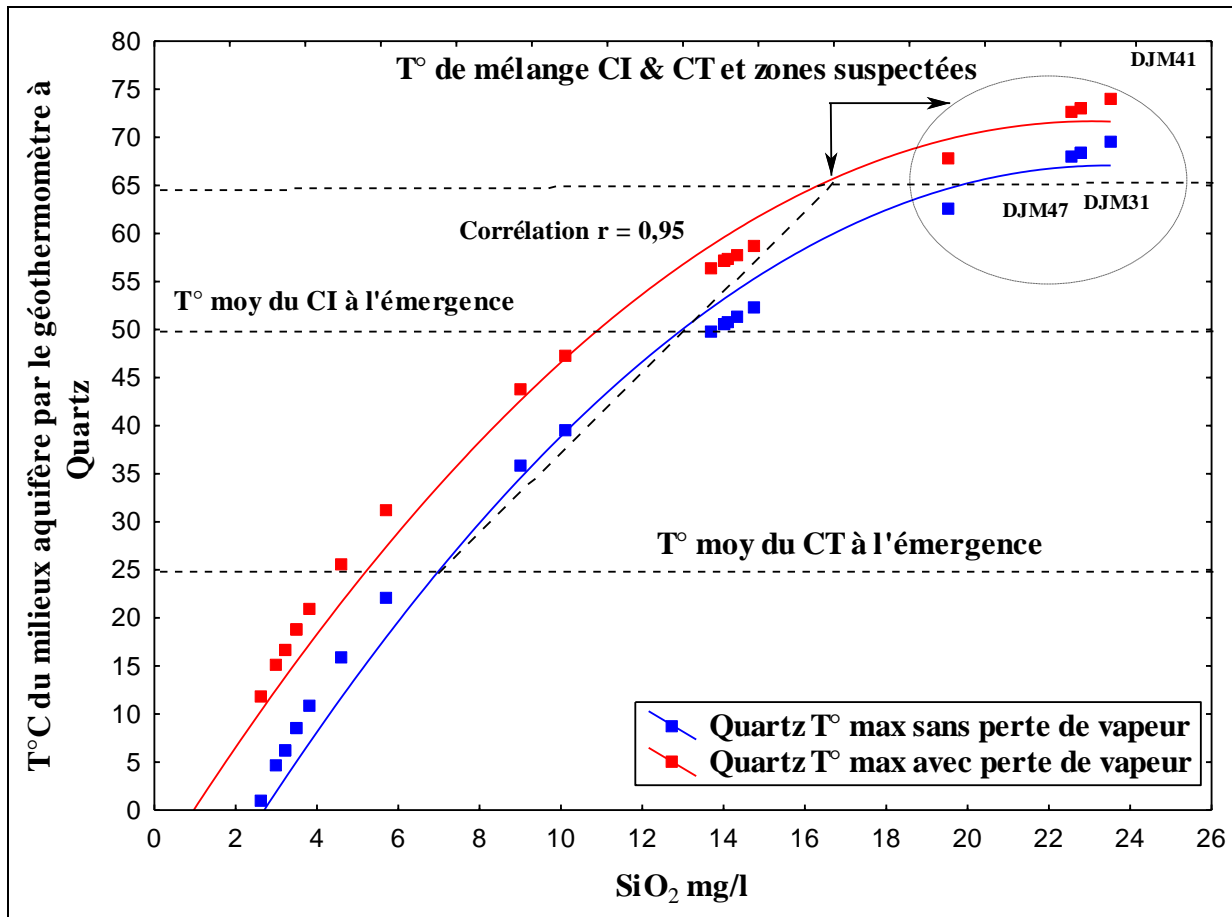


Figure IV.67 : Diagramme des températures des eaux estimées par le géothermomètre à quartz

Tableau IV.3 : Équations géothermométriques du Quartz (Fournier, 1977)

Géothermomètres	Formules	Condition d'application
Quartz sans perte de vapeur)	$T^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{(5.19 - \log S)} - 273.15$	0-250 °C
Quartz (avec perte de vapeur maximale)	$T^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{(5.75 - \log S)} - 273.15$	0-250°C

Avec :  $\text{Log}_{10} S = \text{Log}_{10} \text{SiO}_2$  ;  $\text{SiO}_2$  en (mg/l).

#### IV.11- Conclusion

Les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du Sahara Est septentrional algérien, et à la suite d'un contact permanent et continue avec une lithologie riche en minéraux évaporitiques très solubles, acquièrent une minéralisation excessive et une dureté très forte, révélées par les grandes valeurs de conductivités électriques atteignant localement les 10000  $\mu\text{S}$

cm<sup>-1</sup>, ainsi que des concentrations très élevées en éléments majeurs, avec la dominance des faciès chimiques chlorurés et sulfatés sodiques pour la plupart des régions étudiées.

L'emploi de l'approche statistique dans le traitement des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux a permis de déterminer les corrélations existant entre les éléments chimiques et leurs comportements, en fait, les éléments évaporitiques (Cl, Na, SO<sub>4</sub>, Mg) et la conductivité électrique CE représente des corrélations très significatives, et à un degré moindre le Ca et K, par ailleurs, les bicarbonates se comportent différemment et ne participent ni à l'enrichissement des eaux ni à la précipitation des minéraux.

Du fait de l'étendue longitudinale de notre secteur d'étude et son orientation parallèle à celle de la direction d'écoulement des eaux de la nappe, les formations aquifères subissent un fort lessivage par ces dernières, les diagrammes d'évolution du chimisme en fonction des régions montrent que les eaux se chargent en éléments chimiques de l'amont vers aval, avec l'enregistrement de chute de concentrations en éléments majeurs à proximité des chotts suite à un apport supplémentaire probable en eaux de précipitations venant des versants sud de l'atlas saharien qui diluent les eaux de la nappe, l'utilisation des valeurs de conductivité électrique comme facteur de concentration (traceur) a permis de mieux suivre l'évolution de chimisme d'une manière globale en reliant l'ensemble d'éléments chimiques y participant.

L'étude de quelques rapports caractéristiques entre éléments chimiques a servi de déterminer les origines lithologiques éventuelles de chacun d'eux dissous dans les eaux en analysant les corrélations les plus significatives et représentatives, cette approche a permis également de bien détailler les faciès chimiques existant en utilisant les formules de Stabler.

L'approche géochimique basant sur le modèle thermodynamique Phreeqc qui calcule les indices de saturation des eaux vis-à-vis des minéraux prépondérants et les activités des éléments chimiques en réaction, nous a aidé à mettre en évidence les équilibres minéraux/solutions dans les eaux de la nappe étudiée, cependant, cette approche a bien déterminé les minéraux susceptibles à se précipiter en première position et ceux qui demeurent en solution jusqu'à la fin du parcours des eaux au niveau des zones d'exutoires (chotts).

Le calcul des indices d'échanges de base pour la totalité des points d'eau échantillonnés a montré la forte possibilité d'y avoir la présence de ce phénomène grâce aux argiles abondantes dans ces régions qui sont le facteur principal de ce phénomène modificateur de chimisme.



Notre contribution à l'étude du chimisme des eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du bassin oriental du Sahara septentrional algérien a inclue également une petite partie consacrée aux éléments indésirables, en l'occurrence, les phosphates et les fluorures, les oxydes et hydroxydes de fer et la silice, en utilisant les mêmes approches précédentes, ceci a permis de déduire les minéraux susceptibles d'être la source de ces éléments dans nos eaux, leur relation avec le pH et l'influence de sa variation sur leurs indices de saturation, par ailleurs, la silice dissoute dans les eaux nous à servi de traceur chimique d'un mélange probable des eaux de notre nappe avec celles de la nappe profonde du continental intercalaire riche en silice par drainance.

---

# Conclusion générale

---

## **Conclusion générale**

Le bassin oriental du Sahara septentrional algérien se caractérise par un climat désertique aride très chaud en été avec des températures maximales de plus de 50 °C et froid en hiver, les précipitations sont faibles et inférieures à l'évaporation potentielle annuelle qui peuvent y atteindre des valeurs considérables, telles caractéristiques du climat actuel ne peuvent expliquer les énormes réserves d'eaux souterraines, mais peuvent contribuer quand même à une certaine recharge, qui reste toujours négligeable par rapport à l'exploitation intense, s'il y a présence d'un nombre de conditions géologiques, climatiques et topographiques. En fait, seuls les oueds de l'atlas saharien qui dévalent à chott Melrhir et Merouane ont un effet sur la recharge de la nappe du Mio-Pliocène. D'un tel climat, notre zone d'étude ne peut se caractériser que par une topographie plane, des dunes de sable, des regs, des hamadas et des chotts et sebkhas.

Notre zone d'étude fait partie de la plate-forme saharienne, géologiquement, elle est formée de deux unités structurales ; le socle précambrien composé de roches éruptives et métamorphiques sur laquelle superposent des milliers de mètres de dépôts sédimentaires d'âge Cambrien jusqu'au Quaternaire. Dans cette partie du Sahara algérien, trois formations géologiques contiennent les nappes d'eau souterraines du SASS ; l'Albien gréseux et sableux (CI), le Sénonien lagunaire et carbonaté et le Mio-Pliocène sableux et argileux qui forment ensemble le (CT), ce dernier s'étend sur une surface plus de 350 000 km<sup>2</sup> et couvre la majeure partie du bassin oriental du Sahara septentrional, sa puissance moyenne est de 300 m environ.

L'aquifère du Mio-Pliocène du bassin oriental du Sahara algérien se caractérise par une lithologie très variée et hétérogène. L'analyse des coupes géologiques et l'observation des lames minces et des diffractogrammes des rayons X montrent l'abondance des formations évaporitiques (halite, gypse et anhydrite), des argiles et à un degré moindre des carbonates. En fait, au niveau de la cuvette de Ouargla, les formations dominantes sont les évaporites, et à un degré moindre les carbonates puis les argiles, tandis qu'à Touggourt et ses environs (vallée de l'Oued Righ), on a enregistré l'abondance des évaporites et des carbonates, et à un degré moindre des argiles. La région de la basse vallée de l'Oued Righ qui contient Djamaa et Meghaier et leurs environs, les formations argileuses y sont nettement dominantes.

De point de vue hydrogéochimique, les eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène de notre champ d'étude sont en contact avec des formations lithologiques riches en évaporites, ces

formations très solubles confèrent aux eaux de fortes minéralisations exprimées par les grandes valeurs de conductivités électriques, ainsi que des concentrations très élevées en éléments majeurs, avec la dominance des faciès chimiques chlorurés et/ou sulfatés sodique pour la plupart des régions étudiées.

Les corrélations existant entre les éléments chimiques et leurs comportements ont été révélés par l'emploi d'approches statistiques dans le traitement des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux, cela, a permis de conclure, en fait, que les éléments évaporitiques (Cl, Na, SO<sub>4</sub>, Mg) et la conductivité électrique CE représentent des corrélations très significatives, et à un degré moindre le Ca et K, par ailleurs, les bicarbonates se comportent différemment et ne participent ni à l'enrichissement des eaux ni à la précipitation des minéraux.

Les eaux de la nappe s'écoulent de l'amont vers l'aval selon une direction Sud/Nord, ce qui favorise un lessivage des formations géologiques traversées, donc les eaux se chargent en éléments chimiques au fur et à mesure, ceci est vérifié par les diagrammes d'évolutions du chimisme, néanmoins, un apport supplémentaire probable en eaux de précipitations venant des versants sud de l'atlas saharien dilue les eaux de la nappe à proximité des chotts (aval), la précipitation des minéraux et les phénomènes modificateurs peuvent contribuer également au départ d'éléments chimiques dissous dans les eaux.

Les rapports caractéristiques étudiés ont servi à déterminer les origines lithologiques éventuelles des éléments chimiques dissous dans les eaux, cette approche a permis également de bien détailler les faciès chimiques existant en utilisant les formules de Stabler, par ailleurs, le calcul des indices de saturation des eaux par rapport aux minéraux dominants ainsi que les activités des éléments chimiques en réaction, nous a aidé à mettre en évidence les équilibres minéraux/solutions dans les eaux de la nappe étudiée, cependant, cette approche a bien déterminé les minéraux susceptibles à se précipiter en première position et ceux qui demeurent en solution jusqu'à la fin du parcours des eaux au niveau des zones d'exutoires (chotts). Les argiles abondantes dans les régions étudiées favorisent la modification de la configuration géochimique des eaux de la nappe par l'apport important de calcium et de magnésium contre le sodium.

En utilisant les mêmes approches précédentes, une partie de notre travail a été consacré à l'étude de quelques éléments indésirables, en l'occurrence, les phosphates et les fluorures, les oxydes et hydroxydes de fer et la silice, ce qui a mené à déduire les minéraux susceptibles

d'être la source de ces éléments dans nos eaux, leur relation avec le pH et l'influence de sa variation sur leurs indices de saturation, par ailleurs, la silice dissoute dans les eaux nous à servi de traceur chimique d'un mélange probable des eaux de notre nappe avec celles de la nappe profonde du continental intercalaire riche en silice par drainance.

Au terme de ce travail, et afin de mieux reconnaître la région et dans le but d'appuyer davantage ces résultats obtenus, une étude géologique locale et régionale détaillée est recommandée; par la collecte et l'analyse du plus possible nombre d'échantillons de cuttings dans les différentes régions de notre secteur d'étude et à différents horizons de profondeurs, ce qui va permettre une meilleure interprétation des phénomènes locaux enregistrés (fortes salinités à Djamaa, échanges de bases en aval ... etc.) , associée à une étude structurale approfondie pour mettre en évidence les mélanges éventuels entre les nappes. Par ailleurs, et dans l'objectif d'approfondir davantage l'étude hydrogéochimique des eaux de la nappe des sables du Mio-Pliocène du bassin oriental du Sahara septentrional algérien, il est recommandé d'augmenter le nombre de points d'eau échantillonnés pour couvrir la totalité de la surface vaste de la zone d'étude, ainsi que la détermination d'un plus grand nombre de paramètres et d'éléments chimiques tels que les éléments en traces, les métaux lourds et les isotopes afin de pouvoir élargir le champ d'investigation et en ressortir d'autres résultats (âge des eaux, temps de résidences, vulnérabilité, pollution ... etc.).

---

# Références bibliographiques

---

## *Références bibliographiques*

- ABDELALI, A., NEZLI, I.E., BENHAMIDA, A.S. (2017) :** Geothermometry application to the Continental Intercalaire geothermal aquifer : a case study of Ouargla region. *Energy Procedia* 119, 264–269. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2017.07.079>.
- ABDELALI A., NEZLI I.E, KECHICHED R., ATALLAH S., BENHAMIDA S.A., PANG Z. (2020):** Geothermometry and geochemistry of groundwater in the Continental Intercalaire aquifer, southeastern Algeria: Insights from cations, silica and SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O isotope geothermometers, *Applied Geochemistry* 113 (2020) 104492, Elsevier Ltd, <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104492>
- ABID K., DULINSKI M., HADJ AMMAR F., ROZANSKI K., ZOUARI K. (2012) :** Deciphering interaction of regional aquifers in Southern Tunisia using hydrochemistry and isotopic tools. *Applied Geochemistry*, 27 (2012) 44–55, Elsevier Ltd. <http://doi : 10.1016/j.apgeochem.2011.08.015>
- ABID K., HADJ AMMAR F., WEISE S., ZOUARI K., CHKIR N., ROZANSKI K., OSENBRÜCK K. (2014) :** Geochemistry and residence time estimation of groundwater from Miocene-Pliocene and Upper Cretaceous aquifers of Southern Tunisia, *Quaternary International* 338 (2014) 59-70, Elsevier Ltd. <http://dx.doi : 10.1016/j.quaint.2014.04.036>
- AISSANI B., HACINI M., ZEDDOURI A., DJIDEL M. (2010) :** Diagnostic des effondrements et de leur impact sur l'environnement, cas de M'rara, bas Sahara, Sud Est algérien. *Annales des sciences et technologies*. Vol. 2, N° 2. Algérie, p 143. Université de Ouargla.
- ANRH (2016) :** Inventaire des forages et enquête sur les débits extraits de la Wilaya de Ouargla. Agence Nationale des Ressources Hydriques. Ouargla, Algérie.
- BALL J.W., NORDSTROM D.K. (1991) :** User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. US Geological Survey Open-File Report 91–183. (Revised and reprinted August 1992).

- BALLAIS J.L. (2010) :** Des oueds mythiques aux rivières artificielles : l'hydrographie du bas Sahara Algérien. Géographie physique et environnement. Vol IV, 127 p.
- BARBIERO L., VALLES V. (1992) :** Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols de la vallée du Dallol Bosso (République du Niger). Cah. ORSTOM, Sér.Pédol; Vol. XXVII, n°2, 1992.
- BEL F., CUCHE D. (1969) :** Mise au point des connaissances sur la nappe du Complexe Terminal, ERESS, Ouargla, Algérie, 20p.
- BEL F., DERMAGNE F. (1966) :** Etude géologique du Continental Terminal, ANRH Alger, Algérie, 22p.
- BETTAHAR A., NEZLI I.E., KECHICHED R. (2017):** The use of multivariate statistical methode to stady the aquifer system of Terminal Complex water in the Wadi Righ valley area (southern algeria), Journal of Fundamental and Applied Sciences, ISSN 1112-9867, <http://dx.doi.org/10.4314/jfas.v9i3.6>
- BOUCHAHEM N., ACHOUR S. (2008) :** Hydrochimie des eaux souterraines de la région orientale du Sahara septentrional algérien – Identification d'un risque de fluorose endémique. LA HOUILLE BLANCHE 2008.
- BRULE J.C., BENDJELID A., FONTAINE J. (2003) :** Aménageurs et aménagés en Algérie, Paris l'Harmattan.
- BUSSON G. (1972) :** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse Paris, 464p.
- CASTANY G. (1982) :** Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Edition : DUNOD, Paris. 233p.
- CHAIB W., KHERICI N. (2014) :** Hydrochemistry and geothermometry of an albian aquifer from oued righ region in northeastern Algerian Sahara. Geotherm. Energy 2. <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0003-3>.
- CONRAD G. (1969) :** L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara Algérien. Centre de recherche sur les zones arides. Série géologie n°10, CNRS, Paris, 527p.



- CONRAD G., FONTES J.C. (1970) :** Hydrologie isotopique du Sahara Nord-Occidental. "Isotope Hydrology 1970", A.I.E.A., Proceed. Symp. Vienne (1970) 405-419.
- CONRAD G. FONTES J.C (1972) :** Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du Nord-Ouest Saharien : données isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ). CRAS, 275, 165-163.253
- CONRAD G., MARCE A., OLIVE PH. (1975) :** Mise en évidence par le tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie) Journ. Hydrol., 27, 207-224.
- CORNET A. (1964) :** Introduction à l'hydrogéologie Saharienne. SNED, Alger Algérie, 572p.
- CÔTE M. (2005) :** L'Algérie, édition Média-Plus, Constantine, 2005, p181.
- DEBYE P., HÜCKEL E. (1923):** Zur théorie der electrolyte I, Phys. Z. (Leipzig), 24, pp185-197.
- DROUBI A., FRITZ B., TARDY Y. (1976) :** Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. Cah. ORSTOM, série Pédo.
- DUBIEF J. (1953) :** Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. S.E.S., Alger, 457p.
- DUBIEF J. (1963) :** Le climat du Sahara. Mém. Hors série. Ins. Rech. Sahar, 2275p.
- EDMUNDS W.M., SHAND P., GUENDOOUZ A., MOULLA A.S., MAMOU A., ZOUARI K. (1997):** Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin, final report. EC(Avicenne) contract CT93AVI0015, BGS Tech Rep WD/97/46R Hydrogeol Ser.
- EDMUNDS W.M., GUENDOOUZ A., 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. Applied Geochemistry, elsevier (2003).
- FABRE J. (1976) :** Introduction à la géologie du Sahara Algérien. SNED, Alger Algérie, 422p.

- FOURNIER, R.O. (1977)** : Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, 41–50. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4).
- FRITZ B. (1975)** : Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 152p.
- GAUCHER G., BURDIN S. (1974)** : Géologie, géomorphologie et hydrologie des terrains salés, Presses universitaires de France, collection "Techniques vivantes", Conseil International de la Langue Française, 1974, 230p.
- GOUSCOV N. (1952)** : Le problème hydrogéologique du bassin artésien de l'Oued Rhir. In «La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie». XIX<sup>ème</sup> congrès géologique international T.II, 16p.
- GUEDDARI M. (1984)** : Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales, étude du lac Natron en Tanzanie et du Chott El Jerid en Tunisie, thèse en sciences naturelles, institut de géologie, Strasbourg, 1984.
- GUENDOZ A. (1985)** : Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est Septentrional (Algérie). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Université de Paris-Sud, 243p.
- GUENDOZ A., REGHIS Z., MOULLA A. (1992)** : Etude de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région d'Oued-Souf. Rapport sur l'interprétation des données hydrochimiques et isotopiques de la campagne d'échantillonnage effectuée en Mai 1991. Rapport interne, C.D.T.N. 72 pages.
- GUENDOZ A., MOULLA A., EDMUNDS W.M., ZOUARI K., SHAND P., MAMOU A.S. (2003)** : Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara, *Hydrogeology Journal* (2003).
- GUENDOZ A., MOULLA A., REMINI B., MICHELOT J.L. (2006)**: Hydrochemical and isotopic behaviour of a Saharan phreatic aquifer suffering severe natural and anthropic constraints (case of Oued-Souf Region, Algeria), *Hydrogeology Journal* 14(6):955-968, Springer Ltd, September 2006. <http://doi:10.1007/s10040-005-0020-1>

- HADJ AMMAR F., CHKIR N., ZOUARI K., HAMELING B., DESCHAMPS P., AGOUN A. (2014)** : Hydro-geochemical processes in the Complexe Terminal aquifer of southern Tunisia : An integrated investigation based on geochemical and multivariate statistical methods, *Journal of African Earth Sciences* 100 (2014) 81–95. Elsevier Ltd, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.015>
- HADJ AMMAR F., DESCHAMPS P., CHKIR N., ZOUARI K., AGOUN A., HAMELING B. (2020)** : Uranium isotopes as tracers of groundwater evolution in the Complexe Terminal aquifer of southern Tunisia, *Quaternary International*, Elsevier Ltd, <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.01.024>
- HAMDI-AÏSSA B. (2001)**, Le fonctionnement actuel et passé de sol du Nord Sahara (Cuvette de Ouargla). Thèse de Doctorat en pédologie. I.N.A Paris Grignon, 275p.
- HELGESON H C. (1969)** : Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, doi : 10.2475/ajs.267.7.729AJS. September 1969 vol. 267 no. 7 729-804
- HOUARI I M. et SALMI M. (2009)** : Reconnaissance géologique des formations aquifères de la basse vallée de l'oued M'ya (Région de Ouargla), mémoire d'ingénieur, université de Ouargla, 81p.
- HOUARI I.M. (2012)** : Contribution à l'étude de l'évolution géochimique des eaux de la nappe du Complexe Terminal du Sahara septentrional. Mémoire de Magister, Université de Ouargla, 88p.
- HOUARI I.M., NEZLI I.E., BOUREGAA S. (2014)** : Description géologique et géométrique des formations aquifères de la cuvette de Ouargla. *Algerian journal of arid environment*, Université de Ouargla, ISSN 2170-1318, vol. 4, n° 1, Juin 2014 : 12-19.
- HOUARI I.M., NEZLI I.E. (2017)** : Water Geochemistry for a Sand Aquifer of the Complex Terminal in the Northern Algerian Sahara (Case of the Lower Oued Rhir Valley). *The Euro-Mediterranean and Surrounding Regions, Advances in Science, Technology & Innovation*, Springer International Publishing, [http://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4\\_199](http://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_199). 673-675p.

- HOUARI I.M., NEZLI I.E., BELKSIER M.S. (2018) :** Groundwater geochemistry of a Mio-Pliocene aquifer in the northeastern Algerian Sahara (Djamaa region). AIP Conference Proceedings 1968, 030053 (2018), American Institute of Physics, <https://doi.org/10.1063/1.5039240>
- KILIAN C. (1931) :** Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc. Géol. Fr. Paris.
- KOLLI A. (2012) :** Etude des effondrements du Sahara septentrional, cas de M'rara, Guerara et Mansourah. Mémoire de magistère en géosciences et environnement, université de Ouargla, 84p.
- MALIKI R. (1993) :** Etude hydrogéologique du littoral béninois dans la région de Cotonou (AO). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakkar, Sénégal, 162 p.
- MARGAT J. (1990) :** Les gisements d'eau souterraine. La Recherche, 596 p.
- MOULLA A.S., GUENDOOUZ A., CHERCHALI M.E.H. (2002) :** Contribution des isotopes à l'étude des ressources en eaux souterraines transfrontalières en Algérie. Atelier international sur la gestion partagée des ressources des systèmes aquifères en Afrique. PHI, UNESCO, Tripoli, Libye, 02-04 juin 2002.
- NESSON C. (1978) :** L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas Sahara algérien. In : Recherche sur l'Algérie, (ed. CNRS), pp 7-100, Paris.
- NEZLI I.E. (2004) :** Mécanismes d'acquisition de la salinité et de la fluoruration des eaux de la nappe phréatique de la basse Vallée de l'Oued Mya (Ouargla). Mémoire de Magister. Université Badji Mokhtar. Annaba. 152p.
- NEZLI I.E., ACHOUR S., DJABRI L. (2007) :** Approche géochimique des processus d'acquisition de la salinité des eaux de la nappe phréatique de la basse vallée de l'oued M'ya (Ouargla). Larhyss Journal, N° 06, Décembre 2007, pp. 121-134
- NEZLI I.E., ACHOUR S., HAMDY AISSA B. (2009) :** Approche hydrogéochimique à l'étude de la fluoruration des eaux de la nappe du Complexe Terminal de la basse vallée de

- l'oued M'ya (Ouargla). Courrier du Savoir Scientifique et Technique. Université de Biskra, Mars 2009, N°09, p57-62.
- NEZLI I.E. (2009) :** Approche hydrogéochimique à l'étude des aquifères de la basse vallée de l'Oued M'ya (Ouargla). Thèse de doctorat en sciences hydrauliques, université de Biskra, 117p.
- NEZLI I.E., ACHOUR S., DJIDEL M., ATALLAH S. (2009):** Presence and Origin of Fluoride in the Complex Terminal Water of Ouargla Basin (Northern Sahara of Algeria), American Journal of Applied Sciences 6 (5): 876-881, 2009, ISSN 1546-9239
- NEZLI I.E., HOUARI I.M., HACINI M. (2013) :** Hydrochimie de la nappe des sables du Complexe Terminal du Sahara septentrional algérien. International Journal of Environment & Water ISSN 2052-3408. Vol 2, Issue 2, 2013.
- OGA M.S., LASM T., YAO T.K., SORO N., SALEY M.B., KOUASSI D., GNAMBA F. (2009) :** Caractérisation chimique des eaux des aquifères de fracture : cas de la région De Tiassalé en Cote d'Ivoire. European Journal of Scientific Research, ISSN 1450-216X, Vol.31, No.1 (2009), pp. 72-87. EuroJournals Publishing, Inc. 2009, <http://www.eurojournals.com/ejsr.htm>
- OMS (2006) :** Organisation Mondiale de la Santé. Directives de qualité de l'eau de boisson. Critères d'hygiène et documentation à l'appui, Genève, 2è ed. Volume 2.
- ONM (2017) :** Bulletin climatologique de la station de Ouargla. Service archives. Ouargla, Algérie.
- OSS (2002) :** Système Aquifère du Sahara Septentrional : De la concertation à la gestion commune d'un bassin aquifère transfrontière. Projet SASS. Rapport interne. Tunis, Tunisie, 58p.
- OSS (2003 a et b) :** Système Aquifère du Sahara Septentrional, Rapport interne. Annexes. Tunis, Tunisie, 229p.
- OULD BABA SY M. (2005) :** Recharge et paléorecharge du Système Aquifère du Sahara Septentrional. Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar, 261p.

- OULD BABA SY M., BESBES M. (2006):** Holocene recharge and present recharge of the saharian aquifers. A study by numerical modeling, Colloque international, Gestion des grands aquifers, 30 mai-1er juin 2006, Dijon, France.
- PALLAS P. (1978):** Water resources of the socialist people's Libyan Arab Jamahiriya. Secretariat of dams and water resources. S.P.L.A.J., General Water Authority. Tripoli, Libya, 55p.
- RODIER J. (2009) :** L'analyse de l'eau, 9<sup>ème</sup> édition, DUNOD, France, 1526p.
- SAIL N., SAIGHI O. (2019) :** Hydrogeochemical characterization of the Complexe Terminal aquifer system in hyper-arid zones : the case of wadi Mya Basin, Algeria. Arabian Journal of Geosciences, (2019) 12 :793, Springer, <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4917-8>
- SAPORTA G. (1990) :** Probabilités. Analyse des données et statistiques, Ed Technip.493p
- SCHOELLER H. (1962) :** Les Eaux Souterraines., Paris, Masson.
- SCHOELLER H. (1963) :** Recherche sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines. Thèse Doctorat Es-Sciences, Lyon.
- SONATRACH et SCHLUMBERGER (1990) :** Géologie de l'Algérie. Centre de Recherche et Développement et Division Petroleum Engineering et Développement, 93p.
- SONATRACH (2009) :** Direction régionale de Haoud Berkaoui, Service surveillance géologiques, rapports internes de fin de forages.
- UNESCO (1972) :** Projet ERESS ; Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional, et rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).
- VALLES V., BOURGEAT F. (1988a) :** Geochemical determination of the gypsum requirement of cultivated sodic soils, I. Developpement of the thermodynamic model GYPSOL simultaning the irrigation water-soil chemical interactions. Arid Soil Research and Rehabilitation (1988).

**VALLES V., DE COCKBORNE A. M (1992) :** Elaboration d'un logiciel de géochimie appliquée à l'étude de la qualité des eaux. Colloque : Altération et restauration de la qualité des eaux continentales. Port Leucate (France).

**WEC (2007) :** La géologie pétrolière de l'Algérie. In Sonatrach-Schlumberger ; Well Evaluation Conference - Algérie 2007, p. 1.6 – 1.8, Édité par Schlumberger, 2007.