

Figure 55 : Carte de répartition des teneurs en Ca²⁺ (mg/l), Campagne de Juin 2012.

IV. 4. 3. 6. Magnésium (Mg²⁺)

Le magnésium se trouve dans les roches carbonatées tel que la dolomie, les évaporites ; MgSO₄, Cl₂Mg. Quand la dolomie est attaquée, il n'est y a pas de solubilité sélective, il y a autant de Ca²⁺ que de Mg²⁺ ([Ca²⁺] = [Mg²⁺]). Si toutes fois la quantité du calcium dépasse celle du magnésium, l'eau a obtenu sa minéralisation de calcaire ou du gypse. Par contre une teneur élevée en magnésium peut faire penser à une contamination de l'eau de mer, ou bien à des minéraux ferromagnésien ; la concentration en magnésium des eaux de mer [Mg²⁺] ≈ 1270 mg/l ; Pour les eaux Karstiques ≤ 3mg/l ; et pour les eaux en contact avec les évaporites ≈ 66 mg/l.

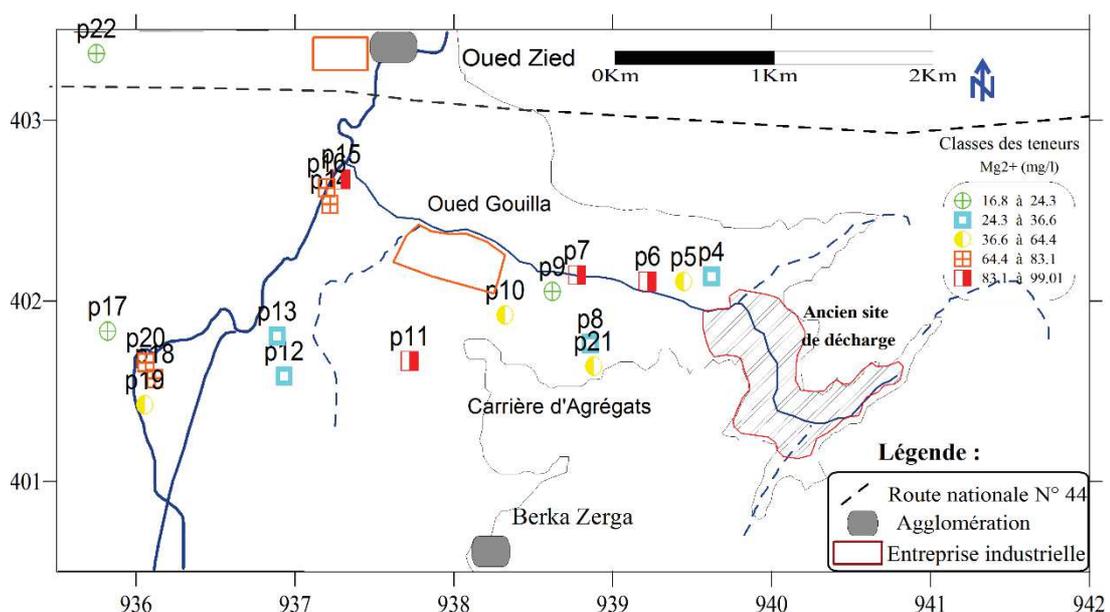


Figure 56 : Carte de répartition des teneurs en Mg²⁺ (mg/l), Campagne de Juin 2012.

La répartition spatiale des teneurs de magnésium dans la zone d'étude est identique à celle de calcium, la teneur maximum est enregistrée au niveau du Puits N°11 avec 118.1mg/l, et la valeur minimum est enregistrée au niveau du Puits N°17 avec 16.8 mg/l, qui se situent au centre de la plaine (Fig.56). L'origine du magnésium provient de la dissolution des roches calcaires sous l'influence du gaz carbonique dissous dans l'eau.

IV. 4. 3. 7. Sodium (Na^+)

Parmi les alcalins le sodium est le plus abondant, il représente 2,83% des éléments de l'écorce terrestre. Dans les roches sédimentaires, le sodium peut être présent dans les ciments de grès et dans les sables, dans les argiles jusqu'à saturation si elles sont exposées à l'eau de mer ou en zone aride, la plus importante source du sodium se trouve dans les évaporites, NaCl Halite, $\text{Na}_2\text{SO}_4(10\text{H}_2\text{O})$ Mirabilite. La concentration du Sodium (Na^+) dans l'eau de mer ≈ 10560 mg/l.

Les concentrations en sodium des eaux de la plaine sont comprises entre 19.2 mg/l (Puits N°17) et 522.7 mg/l (Puits N°15), les valeurs les plus élevées supérieures à 150 mg/l se localisent dans la partie Centrale de la plaine en bordure avec le lac Fetzara (Fig.57).

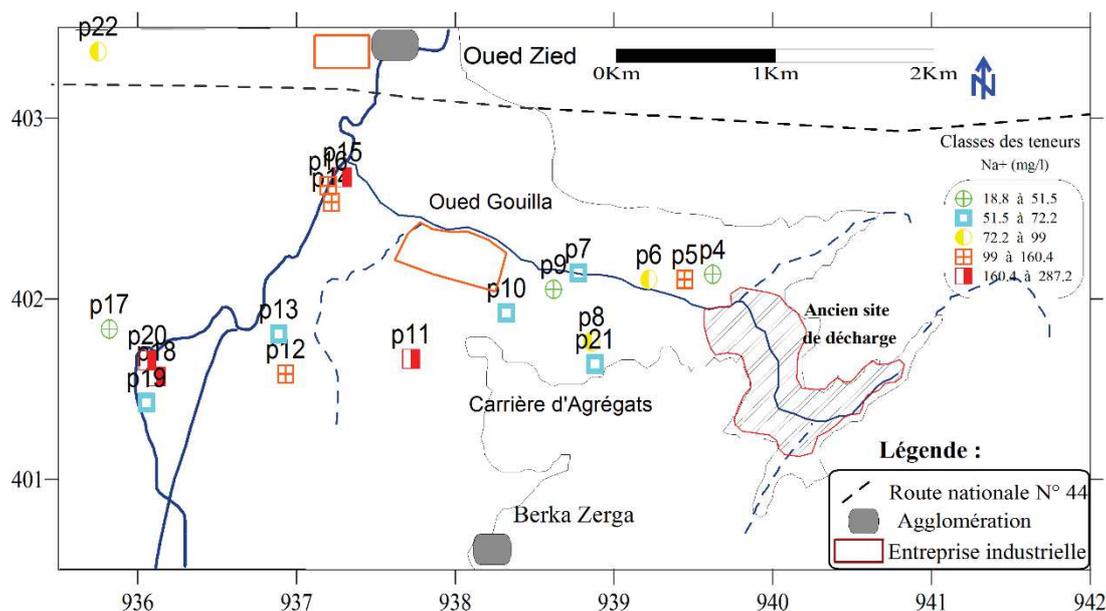


Figure 57 : Carte de répartition des teneurs en Na^+ (mg/l), Campagne de Juin 2012.

IV. 4. 3. 8. Potassium (K^+)

Il représente 2,59 % des éléments de l'écorce terrestre ; la source potentielle du potassium provient des roches ignées, dans les roches sédimentaires le potassium se trouve dans les minéraux argileux, dans les grès, les sables, schiste et dans les évaporites on note KCl (sylvite). La teneur en Potassium [K^+] ne dépasse pas 10 à 15 mg/l dans les eaux souterraines et elle de l'ordre de 380 mg/l dans les eaux de mer.

Les valeurs de potassium varient entre 02 mg/l pour le forage (Puits N°17) et 51.5 mg/l pour le forage (Puits N°15). Les résultats montrent que la plupart des points d'eau ont une concentration inférieure à la limite admissible de la potabilité de 12 mg/l (selon les normes l'OMS), (Fig.58).

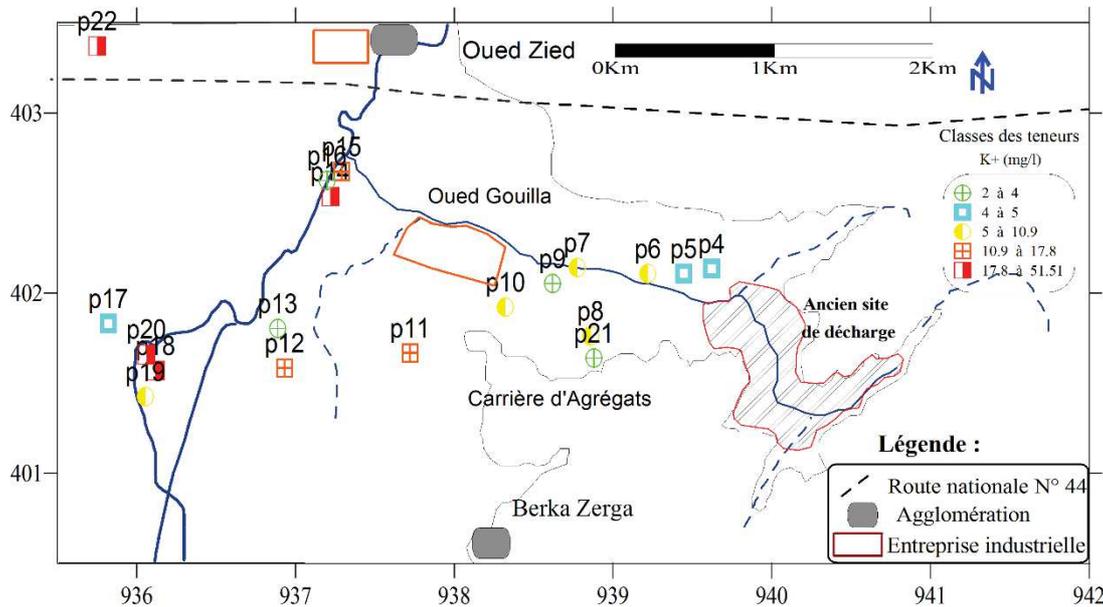


Figure 58 : Carte de répartition des teneurs en K⁺ (mg/l), Campagne de Juin 2012.

IV. 5. Faciès chimiques et classification des eaux

Les résultats d'analyses ont une signification en hydrogéologie dès l'instant où elles apporteront des renseignements sur la roche réservoir (composition géochimique) ainsi il est important d'ordonner les résultats d'analyses chimiques et de comprendre leur significations. Il s'agit d'une comparaison des compositions chimiques des points d'eaux analysées entre elles. Pour une meilleure vision et une meilleure identification des faciès et de l'aspect qualitatif des eaux souterraines, ainsi que son évolution, la représentation graphique des résultats d'analyse, reste un outil incontournable.

IV. 5. 1. Diagrammes de Stabler et Stiff

La représentation des analyses sur les diagrammes Stabler et Stiff permet la comparaison des point d'eau comme elle montre la variation spatiale des faciès chimiques de l'aquifère.

Deux types d'eau ont été distingués; le premier est carbonaté représenté par le faciès de bicarbonaté calcique et magnésien (Fig.59, 60), les points qui caractérisent ce type d'eau sont situés dans la partie nord et dans les limites d'alimentation de l'aquifère. Tandis que le deuxième type d'eau est représenté par l'eau salée (minéralisation élevée) dont le faciès prédominant est

chloruré calcique-magnésien et sulfaté calcique, c'est le cas des secteurs sud de la plaine et des bordures du lac Fetzara.

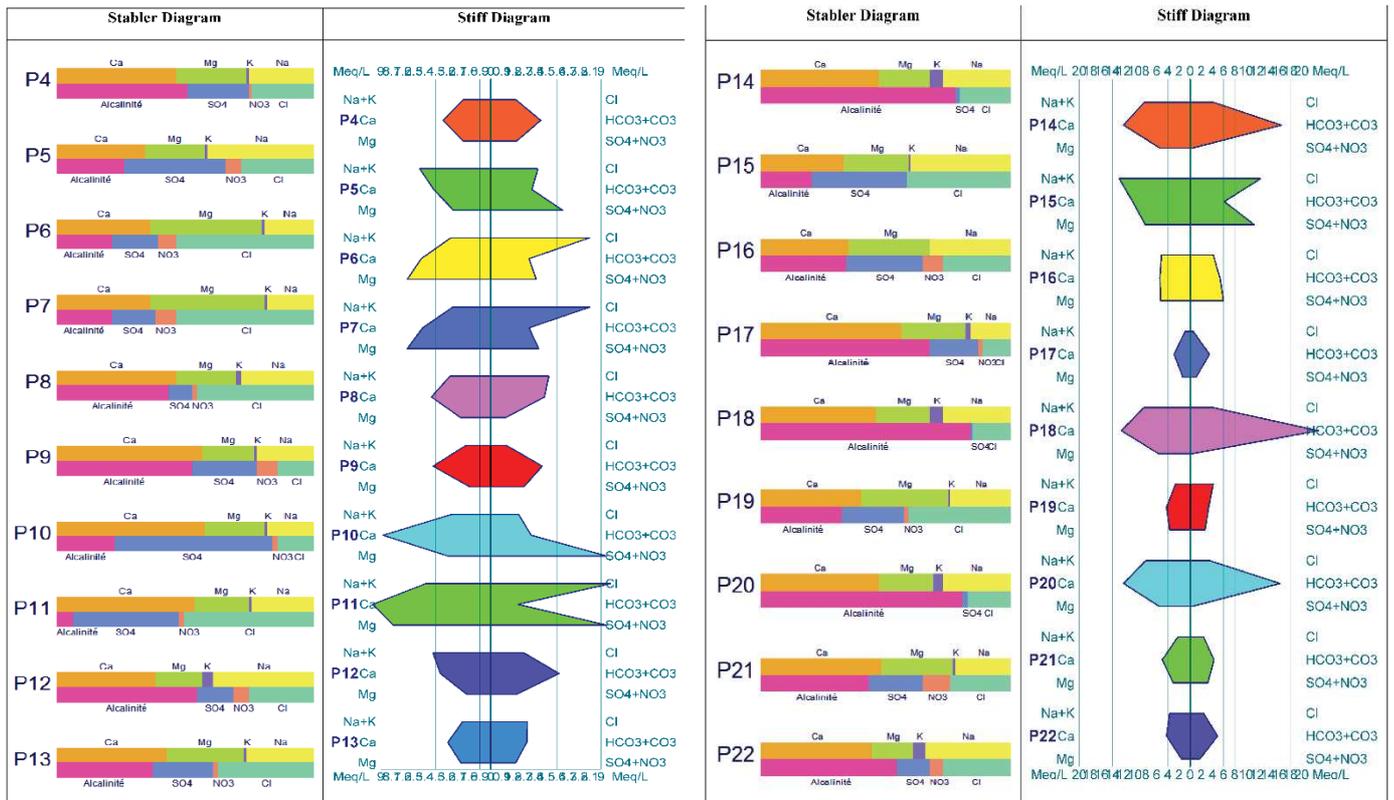


Figure 59 : Diagrammes de Stabler et Stiff des eaux de la plaine (Juin 2012).

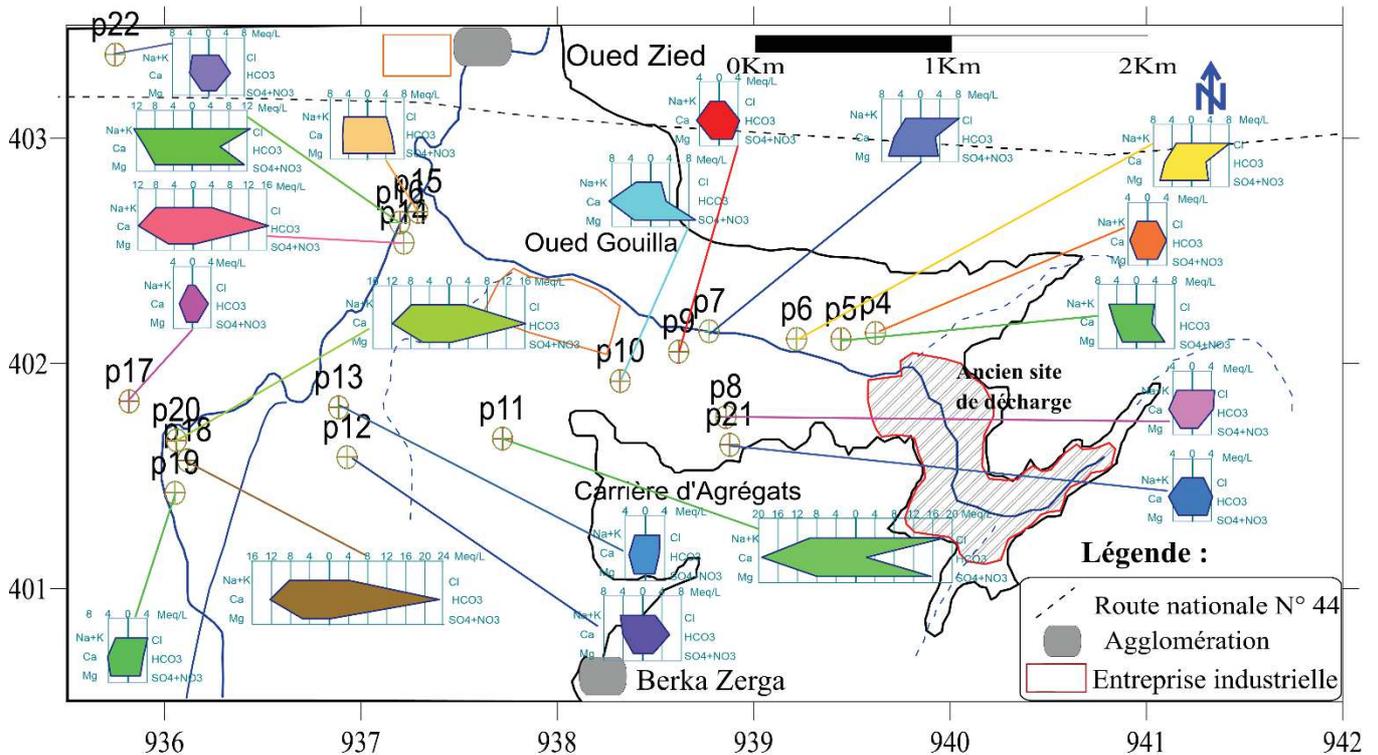


Figure 60 : Classification des eaux de la plaine selon diagramme Stiff (Juin 2012).

IV. 5. 2. Diagramme de Piper

Le diagramme trilinéaire de Piper (Piper, 1944) évalue l'évolution de l'eau du système aquifère et la relation entre les types de roches réservoir et la composition de l'eau. La représentation des analyses sur le diagramme de Piper montre une variation des faciès chimiques des eaux de la nappe (Fig.61) (Hani A., 2003). On distingue deux type d'eau, le premier carbonaté représenté par un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, les points qui caractérisent ce type d'eau se situent dans la partie Nord et dans les limites d'alimentation de l'aquifère. Tandis que le deuxième type d'eau est représenté par des eaux salifères (charge minérale élevée) présenté par un faciès chloruré et sulfaté calcique et magnésien, qui caractérise les zones Sud de la plaine et les bordures du lac Fetzara.

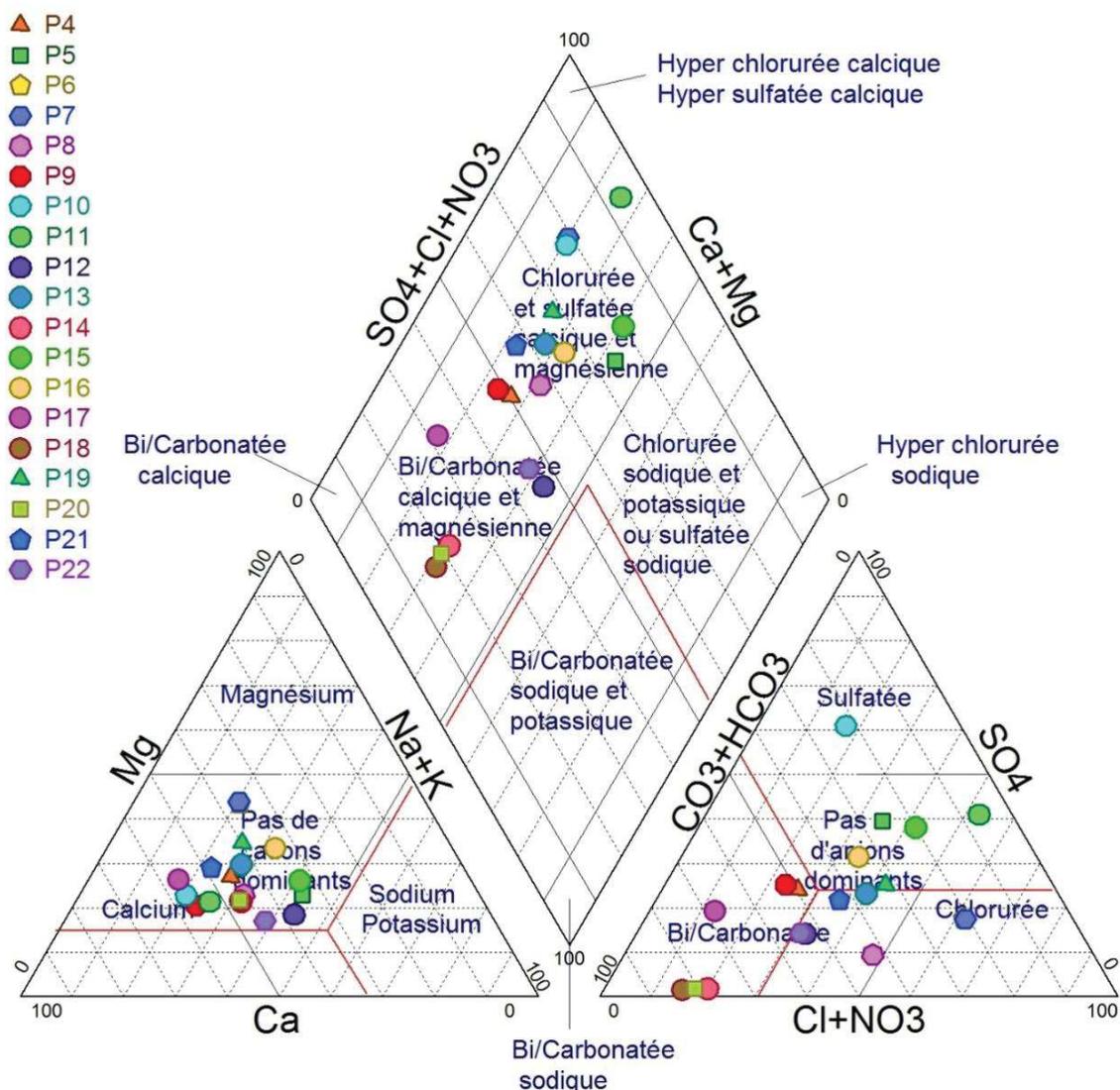


Figure 61 : Diagramme de Piper ; Eaux de la nappe libre de l'Oued Zied (Juin 2012).

IV. 5. 3. Diagramme de Durov

Le diagramme de Durov (in Lloyd et Heathcoat 1985) construit sur la base des teneurs relatives (en méq/l) des ions majeurs en solution est avantageux par rapport au diagramme de Piper en révélant certains processus géochimiques qui pourraient affecter la genèse des eaux souterraines. Le diagramme de Durov illustre bien qu'il y a une dominance des eaux des champs cinq et deux (Fig.62). Le premier champ caractérise l'eau issue de la dissolution minérale 57.89 % représenté par onze échantillons et qui ne présente aucun cations ou anions dominant, en se basant sur de la classification de Lloyd et Heathcoat (1985) (Tab.31), cette eau peut être attribuée à une recharge récente et fraîche. Le second champ 15.79 % représenté par trois échantillons caractérisant l'eau de dominance des cations et anions Ca^{++} et HCO_3^- , qui indiquent une eau souterraine influencée par les formations carbonatées avec un échange de base de Na^+ . Deux échantillons représentant 10.53 % de l'ensemble des eaux analysées se localisent dans le huitième champ qui indique une eau saturée en Na^+ et Cl^- dû à un échange de base inverse. Les deux échantillons restante qui représentent un pourcentage de 5.26 % pour chaque échantillons et qui se localisant dans le champ un et quatre, le premier représente l'eau de dominance des cations et anions Ca^{++} et HCO_3^- , ce ci indique que l'eau est contenue dans des formations aquifères calcareuses, sableuses. Ainsi que le second champ caractérise l'eau riche en SO_4^- et Ca^{++} , ce ci indique fréquemment que l'eau est contenue dans des formations gypsifères.

Tableau 31 : Classification de l'eau de la plaine de l'Oued Zied basée sur le diagramme de Durov. (Lloyd et Heathcoat, 1985)

Sl. No	Types de l'eau	No. d'échantillons (GW=17 ; SW=2)	%
1	HCO_3^- et Ca dominant, ce ci indique fréquemment que les eaux sont contenues dans des formations aquifères calcareuses, sableuses, et d'autres types de formations aquifères.	01 (1 GW; 0 SW)	5.26
2	Cette eau est à dominance des ions Ca et HCO_3^- . Une association avec la dolomite est présumée si le Mg est significatif. Cependant, ces échantillons dans lesquels Na est significatif, un échange important des ions est présumé.	03 (3GW; 0 SW)	15.79
3	HCO_3^- et Na sont dominants, généralement ce ci indique un échange de base de l'eau, bien que la production du CO_2 en profondeur puisse générer HCO_3^- où Na est dominant sous certaines conditions.	----	---
4	SO_4 domine, ou anion secondaire et Ca est dominant, Ca et SO_4 dominant, ce ci indique fréquemment que l'eau est contenue dans des dépôts de laves ou gypsifères, sinon des eaux de mélange ou indiquant une simple dissolution.	01 (1 GW; 0 SW)	5.26
5	Pas d'anion ou cation dominant, ce ci indique que la minéralisation de l'eau est due à une simple dissolution ou à un mélange.	11 (9GW;2 SW)	57.89
6	SO_4 domine, ou anion secondaire et Na est dominant, c'est un type d'eau qui n'est pas fréquemment rencontré et indique un mélange probable ou une influence rare de dissolution.	----	---
7	Cl et Na dominant, minéralisation fréquemment rencontrée sauf s'il y'a une pollution de couche aquifère. Sinon l'eau peut résulter d'un échange de base inverse du Na-Cl.	----	---
8	Cl l'anion dominant et Na le cation dominant, ce ci indique que les eaux souterraines sont liées à un échange de base inverse du Na-Cl.	02 (2 GW; 0 SW)	10.53
9	Cl et Na dominant, ce ci indique fréquemment qu'ils sont issus d'une dissolution.	----	---

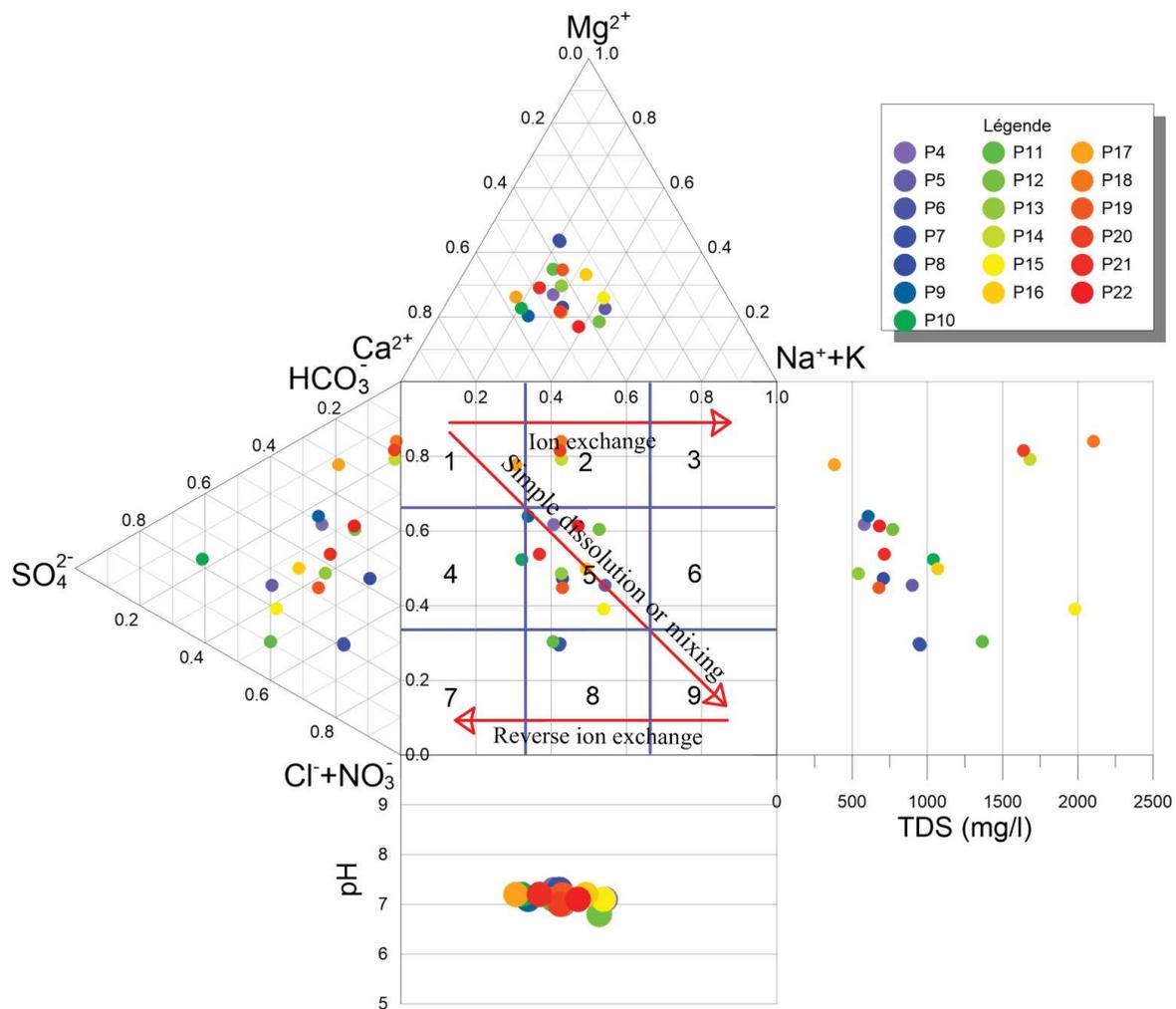


Figure 62 : Diagramme de Durov illustrant les processus hydrogéochimiques impliqués dans les eaux de la plaine de l'Oued Zied. (Lloyd et Heathcoat1985)

IV. 5. 4. Rapports caractéristiques

L'étude des variations des rapports donne des précieuses indications sur l'alimentation et l'écoulement des eaux souterraines. Les diagrammes de dispersion des différents éléments majeurs versus TDS (Fig.63) montrent que la minéralisation des eaux est principalement dominée par Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} et Cl^- . Dans l'ordre de déchiffrer l'origine, les diagrammes de corrélation entre les éléments majeurs sont établis (Fig.64). Le Ca^{2+} est corrélé avec le Mg ($R^2=0.51$) indiquant une origine évaporitique et/ou dolomitique. Pourtant, la majorité des points se trouvent au-dessus de la droite 1:1 (Fig.64) montrant ainsi un excès de Ca versus Mg. Celui-ci indique un autre processus géochimique qui affecte la teneur en cation.

Dans les secteurs Sud-Est de l'aquifère, les eaux souterraines (B.8, P.31 et P.33) montrent des teneurs élevées de Ca^{2+} (393.7 mg/l, Puits N°11) et de Mg^{2+} (Puits N°11 avec 118.1mg/l) qui peuvent être attribuées à l'effet de lessivage par les pluies des terrains calcaires dolomitiques.

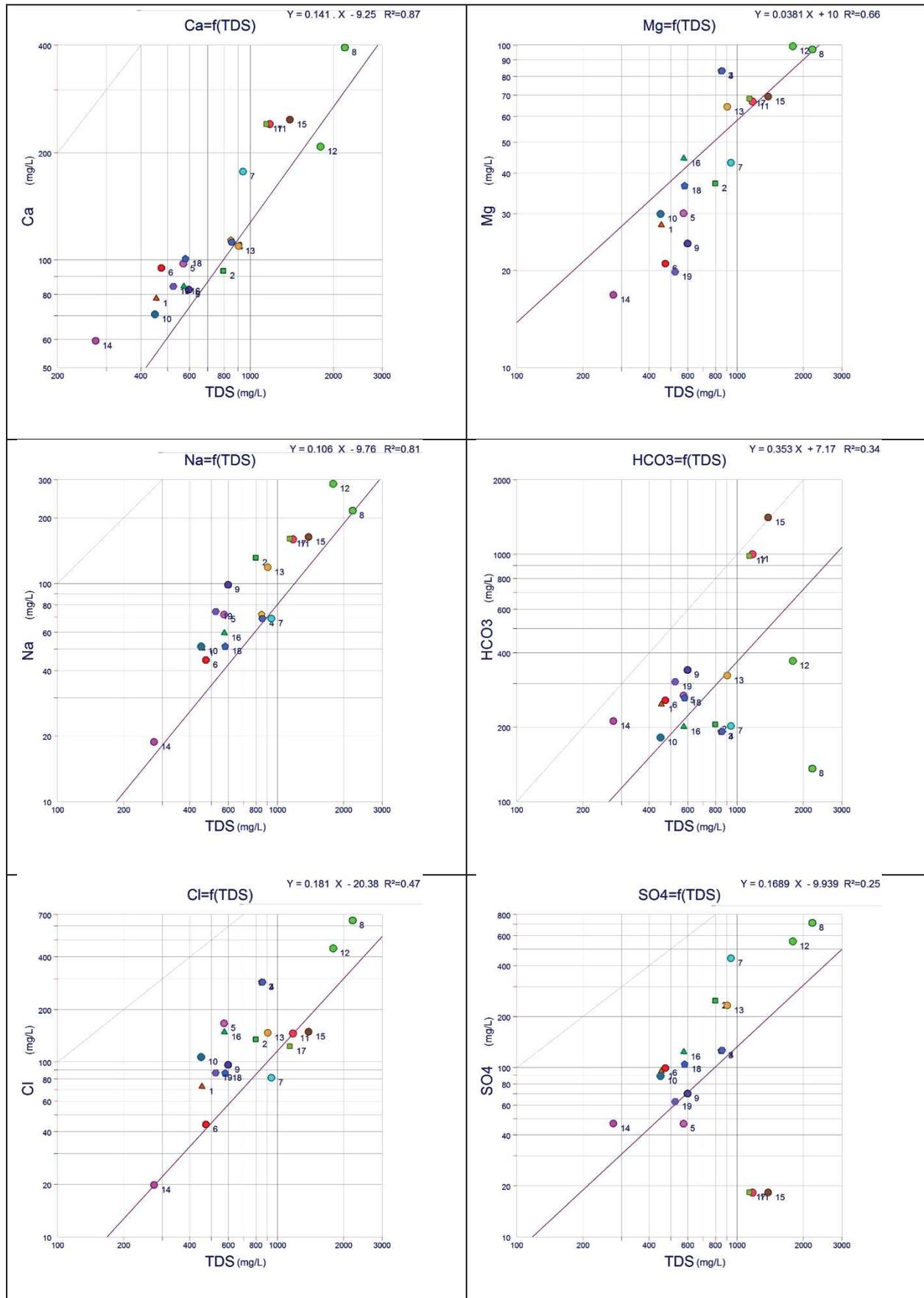


Figure 63 : Corrélation Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-} versus TDS.

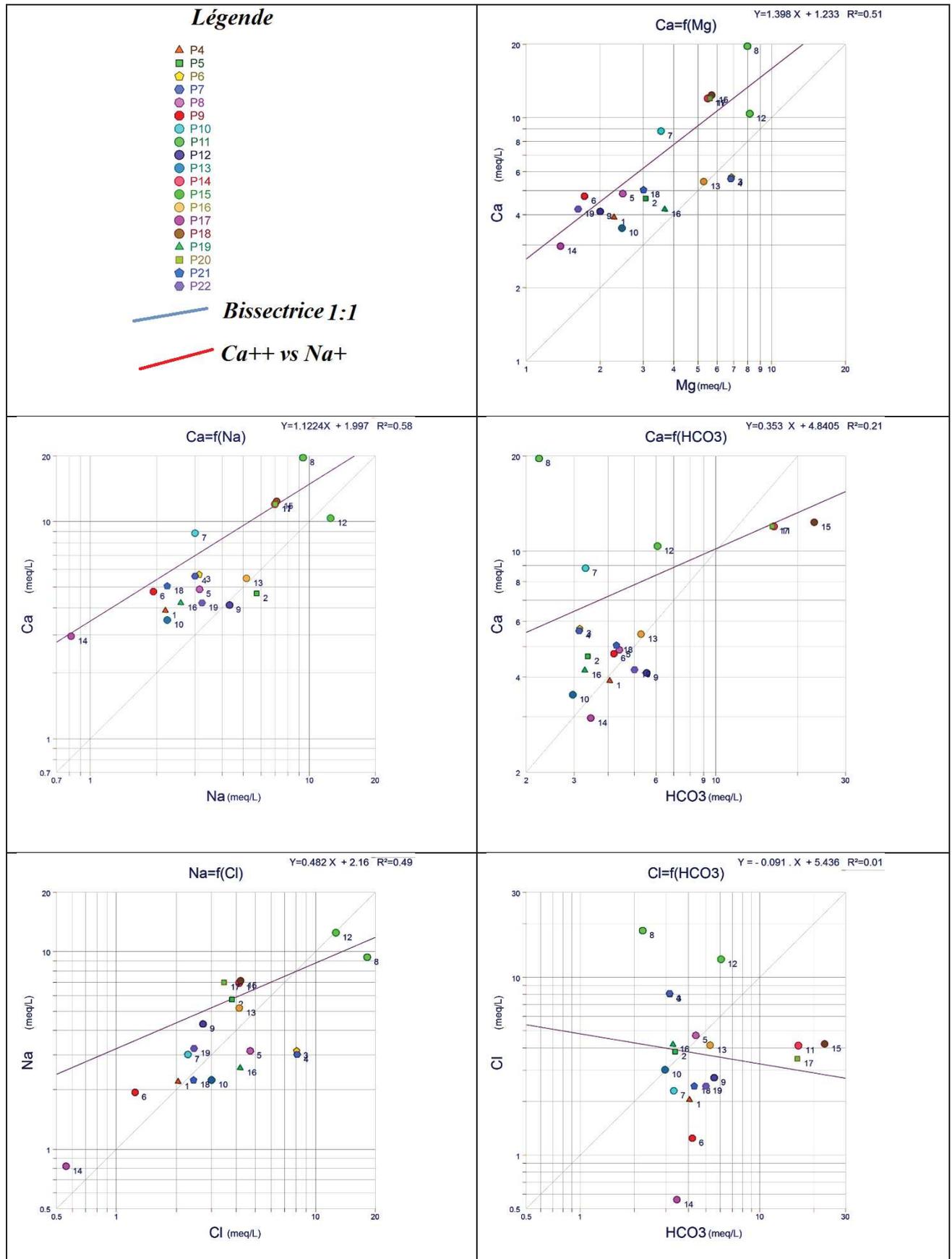


Figure 64 : Corrélation Ca²⁺ vs Mg²⁺, Ca²⁺ vs Na⁺, Ca²⁺ vs HCO₃⁻, Na⁺ vs Cl⁻ et Cl⁻ vs HCO₃⁻.

IV. 5. 5. Echanges de bases

Au cours de leurs trajets souterrains, les eaux entrent en contact avec différentes formations géologiques qui ont la propriété d'échanger leurs ions contre ceux contenus dans les eaux. Il y a un échange permanent entre les ions adsorbés dans les argiles et les ions en solution dans l'eau. L'indice d'échange de base est calculé selon la formule suivante :

$$IEB = \frac{Cl-(Na+K)}{Cl}, \text{ les concentrations sont en méq/l}$$

Pour bien expliquer ce phénomène, nous avons essayé d'interpréter le diagramme $Ca^{2+} / (HCO_3^- + SO_4^{2-})$ Vs Na^+ / Cl^- avec un report de tous les points d'eau de la plaine.

Tableau 32 : Indices d'échanges de Bases des analyses des eaux de la nappe de l'Oued Zied, (Juin 2012).

Point	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13
IEB	-0.124	-0.53	0.595	0.611	0.284	-0.625	-0.414	0.469	-0.727	0.229
Point	P14	P15	P16	P17	P18	P19	P20	P21	P22	
IEB	-0.994	-0.016	-0.259	-0.647	-1.003	0.352	-1.315	0.052	-0.506	

Ce diagramme fait apparaître trois regroupements :

Le premier groupe se caractérise par un excès en Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport aux ions HCO_3^- et SO_4^{2-} au niveau du point (P11) (Fig.65) ; ceci est dû certainement aux formations gypseuses qui fournissent plus d'ions Ca^{+2} que ne peut consommer l'effet de la précipitation chimique ou l'effet de la fixation du calcium par les argiles.

Le deuxième groupe, englobe les sept (07) points d'eaux (36 %) présentant un état naturel (Fig.99). Ils sont caractérisés par un déficit en Ca^{+2} et Mg^{2+} par rapport aux HCO_3^- et SO_4^{2-} et un excès en Cl^- par rapport au Na^+ ; ce groupe explique la présence de deux faciès chimiques, l'un chloruré-calcique et magnésien.

Le troisième groupe, se caractérise par un excès des teneurs en sodium par rapport aux chlorures, qui englobe onze (11) points (58 % des points d'eau analysés), nous pouvons expliquer ce résultat par l'existence d'une autre origine pour les ions sodiques qui a fait accroître la concentration de ces derniers. Cet excès en sodium s'accompagne par un déficit en Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport aux HCO_3^- et SO_4^{2-} (Fig.65), en effet dans un échange de bases lié aux minéraux argileux, il y a fixation d'un Ca^{2+} et Mg^{2+} après libération de deux Na^+ .

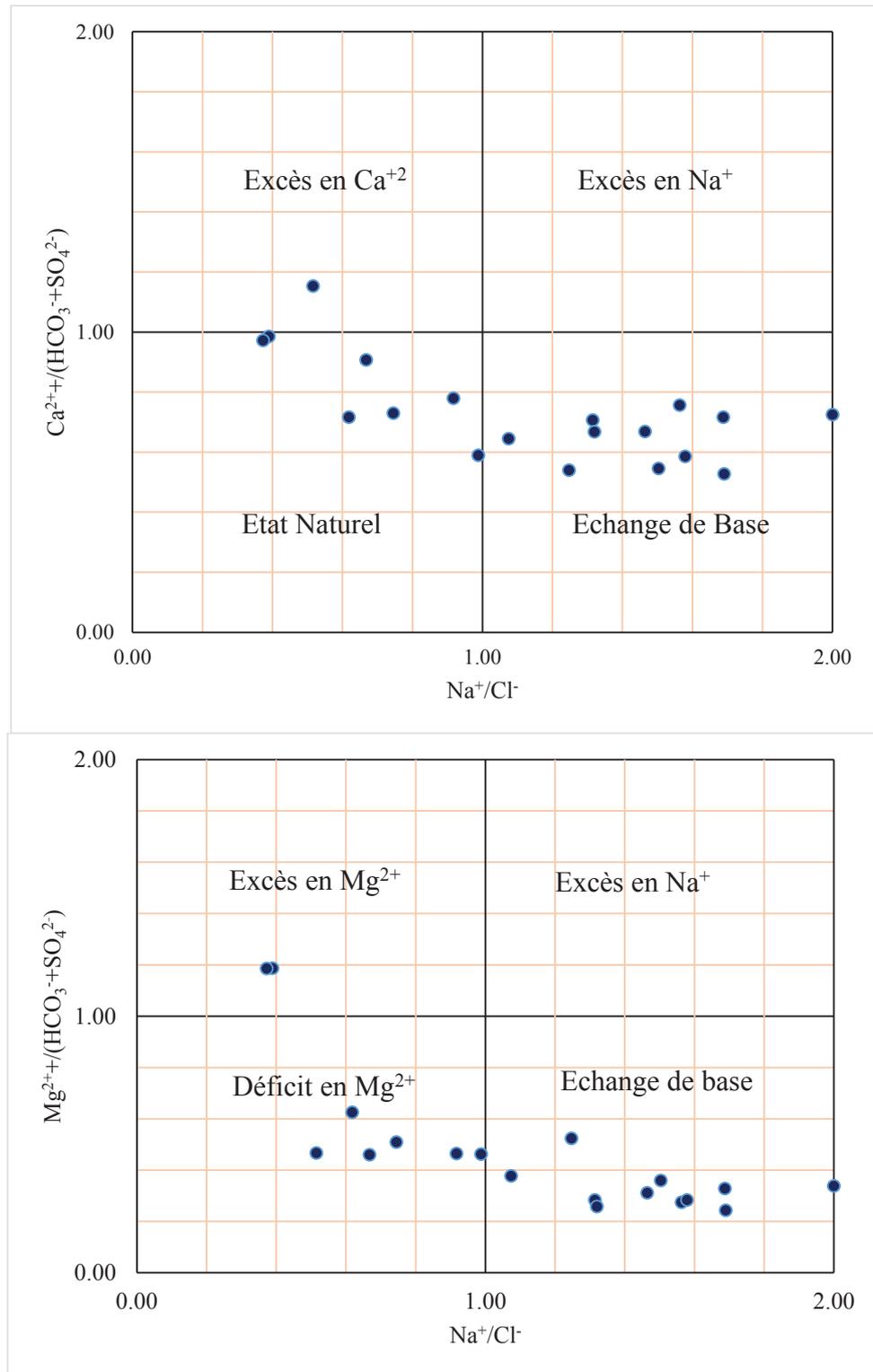


Figure 65 : Echanges de bases dans les eaux souterraines de plaine de l’Oued Zied (Juin 2012).

IV. 5. 6. Indice de saturation

Pour étudier l’interaction eau-roche, nous avons déterminé l’indice de saturation (IS) des minéraux. Le calcul de ce paramètre a été effectué pour la campagne de Juin 2012.

$$IS = \log (PAI.Ks^{-1})$$

Avec : PAI, produit d'activité ionique des espèces qui composent le minéral.

Ks, produit de solubilité du minéral.

Le résultat de calcul de cet indice, par le logiciel Phreeq, montre que plusieurs éléments chimiques sont susceptibles d'être impliqués dans le processus de précipitation / dissolution (Khelifaoui H., 2007).

Une solution est en équilibre avec une phase minérale lorsque : $-0,5 < IS < 0,5$ (flux de dissolution égal au flux de précipitation).

La solution est dite sous-saturée lorsque $IS < -0.5$ et sur-saturée lorsque $IS > 0.5$.

Tableau 33 : Statistique descriptive des valeurs de l'indice de saturation (Juin 2012).

	N. Actifs	Moyenne	Minimum	Maximum	Ecart-type
Anhydrite CaSO ₄	19	-1.77	-2.37	-0.70	0.47
Aragonite CaCO ₃	19	-0.05	-0.55	0.72	0.34
Calcite CaCO ₃	19	0.09	-0.41	0.86	0.34
Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	19	0.09	-0.84	1.53	0.68
Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	19	-1.55	-2.15	-0.48	0.47
Halite NaCl	19	-6.57	-8.00	-5.52	0.57

Tableau 34 : Evolution des indices de saturation des minéraux, campagne Juin 2012.

	Anhydrite CaSO ₄	Aragonite CaCO ₄	Calcite CaCO ₄	Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	Halite NaCl
P4	-1.87	-0.08	0.06	0.03	-1.65	-7.03
P5	-1.47	-0.35	-0.21	-0.48	-1.25	-6.36
P6	-1.73	-0.09	0.05	0.31	-1.52	-6.3
P7	-1.74	-0.1	0.04	0.31	-1.52	-6.32
P8	-2.11	-0.25	-0.11	-0.38	-1.89	-6.52
P9	-1.77	-0.18	-0.04	-0.38	-1.55	-7.3
P10	-1.04	-0.04	0.11	-0.06	-0.82	-6.87
P11	-0.7	-0.07	0.07	-0.12	-0.48	-5.52
P12	-1.99	-0.43	-0.29	-0.75	-1.77	-6.62
P13	-1.93	-0.55	-0.41	-0.84	-1.71	-6.85
P14	-2.35	0.59	0.73	1.26	-2.13	-6.27
P15	-1.01	0.12	0.26	0.55	-0.79	-5.55
P16	-1.49	-0.01	0.14	0.39	-1.27	-6.38
P17	-2.2	-0.31	-0.17	-0.54	-1.98	-8
P18	-2.37	0.72	0.86	1.53	-2.15	-6.26
P19	-1.77	-0.26	-0.12	-0.17	-1.55	-6.65
P20	-2.35	0.58	0.73	1.27	-2.13	-6.34
P21	-1.77	-0.06	0.08	0.07	-1.55	-6.95
P22	-2.01	-0.15	-0.01	-0.3	-1.79	-6.78

Les résultats montrent que, les indices de saturation du groupe des carbonates (aragonite, calcite et dolomite) sont souvent entre $-0,5 < IS < 0,5$. Ces minéraux se trouvent à l'état de l'équilibre de flux.

Les évaporites (anhydrite, gypse et halite) présente un indice de saturation inférieur à $-0,5$ (dissolution dans l'eau), ils se trouvent à l'état de sous saturation. Les concentrations en SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ sont très importantes dans l'eau, la halite possède un indice de saturation largement sous-saturé (> -6), néanmoins la teneur en NaCl est importante dans certains secteurs étudiés (Faciès chloruré sulfaté calcique et sodique dominant), à cause de la nature géologique et la forte évaporation (Tab.33 et 34), (Fig.66).

L'état de sursaturation où $IS > 0,5$ (précipitation des minéraux dans l'eau) n'apparaît que rarement comme dans le cas de quelques points du groupe des minéraux carbonatés (aragonite, calcite et dolomite), (Tab. 33 et 34) (Fig.66).

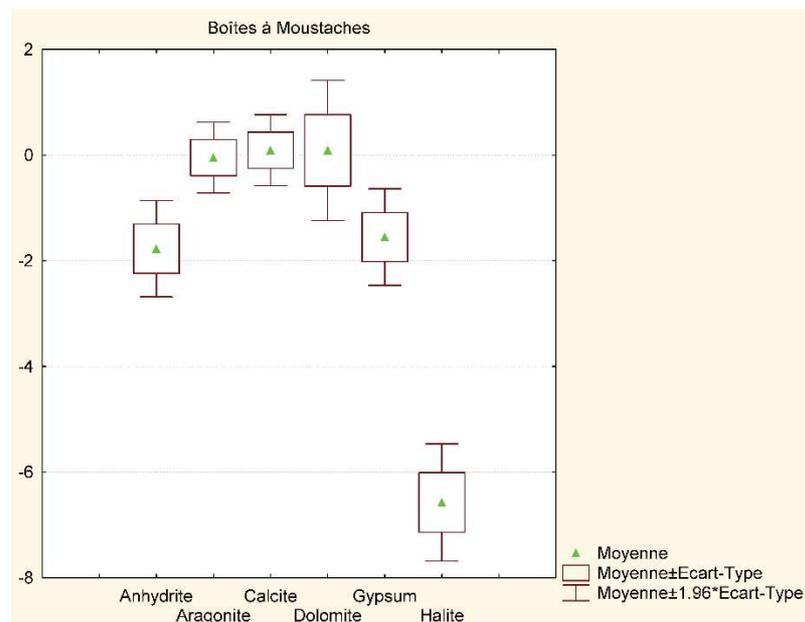


Figure 66 : Boîtes à moustache des indices de saturation en Calcite, Dolomite, Gypse, Anhydrite et Aragonite des eaux de l'aquifère de l'Oued Zied (Juin 2012).

IV. 5. 7. Classification hiérarchique

La méthode statistique de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été utilisée pour l'étude des phénomènes à l'origine de la minéralisation des eaux. La CHA est une technique qui mesure la dissimilarité ou la similarité entre les échantillons afin de définir un critère d'agrégation des classes (Templ et al. 2008). Les classes ainsi obtenues produisent un arbre binaire de classification appelé "dendrogramme".

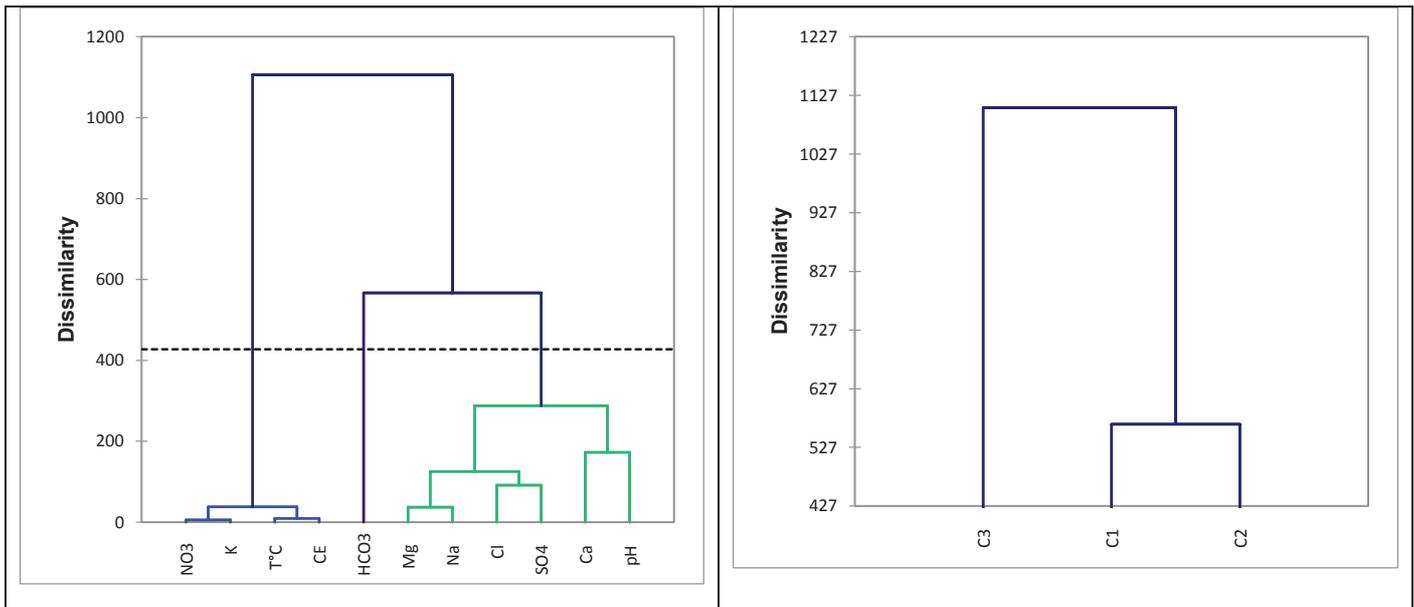


Figure 67 : Valeurs propres et pourcentage de variabilité exprimée.

Le dendrogramme (Fig.67) résulte de la classification ascendante hiérarchique (CAH) et met en évidence trois regroupements des variables. Le premier groupe regroupe les eaux caractérisées par des concentrations élevées en HCO_3^- traduisant un enrichissement par les formations carbonatées. La seconde famille incluant les eaux riches en éléments chimiques majeurs analysés (Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-}) explique le phénomène de lessivage et d'échange de bases.

Le troisième regroupement une famille d'eau caractérisée par des valeurs élevées en NO_3^- , K^+ , T°C et CE justifier par une minéralisation liée aux apports superficiels d'origine anthropique.

IV. 6. Aptitude des eaux de la nappe à l'irrigation

Parmi les échanges ioniques qui existent dans le sol, est celui relatif à l'échange Sodium–Calcium, cet indice est important en raison de son action sur la stabilité des sols argileux en culture irriguée (Suarez D., et al., 2006), (Todd K.,1980).

L'eau destinée pour l'irrigation, riche en sodium et pauvre en calcium, s'appauvrira en sodium par échange ionique au contact d'un sol argileux. La concentration en sodium de l'argile augmentera jusqu'à la saturation. Cette saturation du milieu argileux peut avoir une incidence négative sur la stabilité du sol (Banton O., et al., 1999, Bakalowicz M., 2013).

Le coefficient d'absorption du sodium (S.A.R) s'obtient par la formule suivante :

$$SAR = \frac{rNa}{\sqrt{(rCa + rMg)/2}}$$

Où rNa, rCa et rMg sont des concentrations exprimées en méq/l

Les classifications des eaux d'irrigation suivant les valeurs du SAR sont (Fig.68) :

- SAR<10 : Eaux utilisées avec peu de danger d'alcalinisation.
- 10<SAR<18 : Eaux utilisées avec un danger appréciable d'alcalinisation.
- 18<SAR<26 : Eaux utilisées peuvent provoquer un danger d'alcalinisation.
- SAR>26 : Eaux présentant un danger d'alcalinisation très fort.

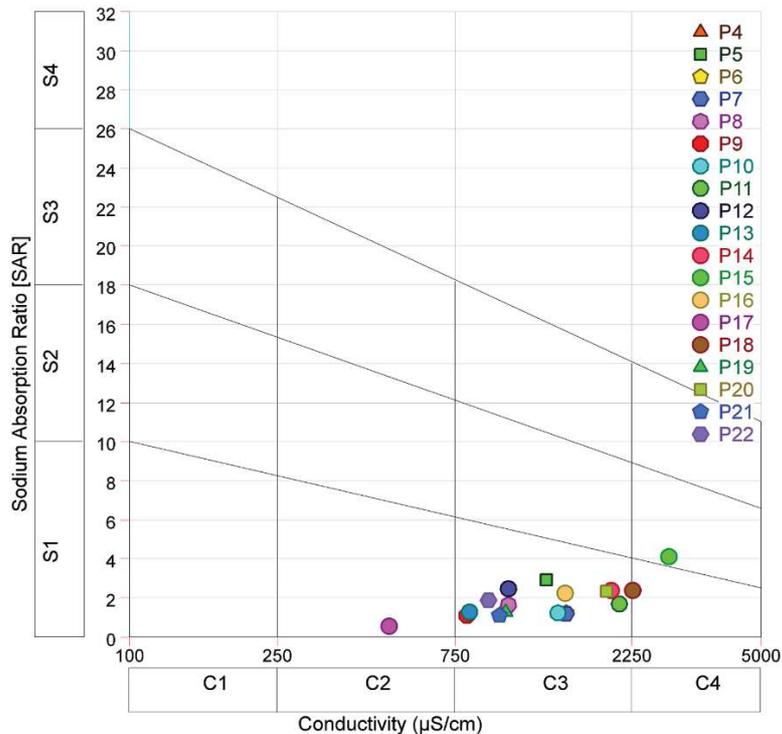


Figure 68 : Diagramme de Richards SAR (USSL 1954) des eaux de la nappe libre de l'Oued Zied, Juin 2012.

Le diagramme de Richards propose quatre classes de SAR en fonction de leurs salinités exprimées par la conductivité électrique.

L'observation du diagramme montre que les eaux de la nappe se répartissent en trois classes ;

- 1) Classe C3S1 : présente 63.15% des échantillons.
- 2) Classe C4 S1 : présente 31.57% des échantillons
- 3) Classe C2S1 : présente 5.26% des échantillons.

En générale, les eaux de la nappe libre de la plaine de l'Oued Zied sont admissibles à médiocres, pouvant être utilisées à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes au sel et sur des sols bien drainés et lessivés.

Les sels dissous dans les eaux, s'accumulent dans la zone racinaire près de la plante. Ces sels s'épaississent et limitent la disponibilité de l'eau dans le sol pour la culture. Afin

d'éviter ce risque, on doit classer les eaux d'irrigations suivants les valeurs de la conductivité(Fig.69) (Wilcox L.,1948, Richards L. A., 1954).

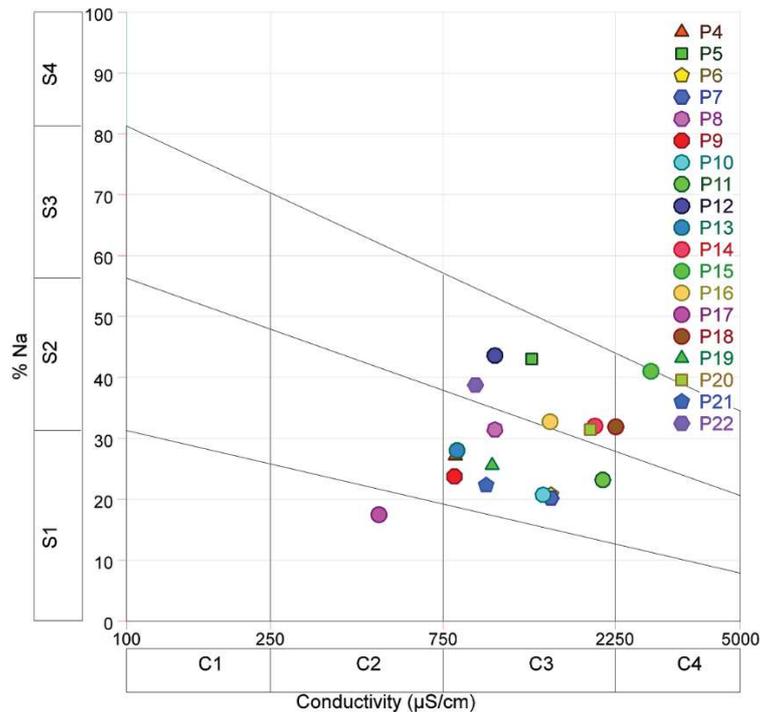


Figure 69 : Diagramme de Richards (USSSL 1954) (%Na⁺) des eaux de la nappe de l'Oued Zied, Juin 2012.

Les classifications des eaux d'irrigations suivant les valeurs de la conductivité sont :

- Conductivité en $\mu\text{S/cm}$ inférieure à 700, il n'y aucune restriction pour l'irrigation ;
- Conductivité variant entre 700 et 3000 $\mu\text{S/cm}$, la restriction pour l'irrigation est légère à moyenne ;
- Conductivité supérieure à 3000 $\mu\text{S/cm}$, la restriction pour l'irrigation est forte.

En l'appliquant aux eaux de la région d'étude, nous remarquons que toutes les eaux de la nappe libre de l'Oued Zied demandent une restriction légère à moyenne.

IV. 7. Conclusion

La représentation graphique et la cartographie du chimisme des eaux analysées, montre que les concentrations des ions majeurs reflètent l'environnement géologique. Les eaux carbonatées, représentées par un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, se situés au Nord-Est de la plaine, ce qui confirme que les apports de ces deux éléments est la dissolution des calcaire-dolomitiques qui affleurent dans la bordure Est de la nappe aquifère (les calcaires de djebel Bélilita). Les eaux salifères présentant un faciès chloruré et sulfaté calcique et magnésien, caractérise la quasi-totalité des eaux souterraine du système aquifère, ceci est du

probablement à l'effet de l'évaporation dans les zones où le niveau statique de la nappe aquifère est peu profond.

Le phénomène d'échange de bases et les processus de dissolution/précipitation des minéraux carbonatés (calcite et dolomite) sont généralement à l'origine de la variation des concentrations des cations des eaux. La dissolution de l'halite contribuerait à la salinisation des eaux de l'aquifère étudié. Ceci est en accord avec l'état de sous-saturation des eaux vis-à-vis ce minéral. La technique statistique CAH confirment les résultats obtenus par l'approche hydrochimique.

Les risques de salinisation et d'alcalinisation ne sont pas indépendants. Ce dernier est d'autant plus grand que la salinité est importante. Le diagramme de Wilcox permet de faire une première classification des eaux selon leur aptitude à l'irrigation. Concernant nos secteurs étudiés ; Trois classes peuvent être présentées. Les eaux de la catégorie C_2S_1 peuvent être utilisées sur presque n'importe quel sol et pour n'importe quelle culture. Celles de la catégorie C_3S_1 doivent être utilisées avec précaution. Alors que celles de la catégorie C_4S_1 doivent pratiquement toujours être rejetées.