

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

و البحث العلمي وزارة التعليم العالي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli

Mascara



جامعة مصطفى اسطمبولي

معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

*Département de Science de la Terre et de l'Univers*

*Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau (LSTE)*

## THESE de DOCTORAT

Spécialité : Hydrogéologie

Intitulée

**ETUDE DE FONCTIONNEMENT DE LA NAPPE KARSTIQUE DES  
MONTS DE SIDI KADA PAR LES METHODES HYDROCHIMIQUES**

*Présentée par : BENAMINA Benyekhlef*

**Le : 07/07/2022**

Devant le jury :

Président	Benslimane Mohamed	Professeur	Université de Mascara
Examineur	Habi Mohamed	Professeur	Université de Tlemcen
Examineur	Bougara Mohamed	MCA	Université de Khemis Meliana
Examineur	Korichi Khaled	MCA	Université de Sidi Bel Abbes
Examineur	Benaricha Boumediene	MCA	Université de Mascara
Encadreur	Azzaz Habib	Professeur	Université de Mascara

Année Universitaire : 2021/2022

## *Avant propos*

*Plus de trois ans et de milliers de kilomètres parcourus sur le plateau de Sidi Kada auront été nécessaires pour mener à bien cette thèse. Que de moments inoubliables à attendre désespérément les pluies, à parcourir les montagnes. Une chose est certaine, ces années resteront gravées à jamais dans ma mémoire.*

*Si, le courage, la persévérance, la fatigue, le stress et parfois même le découragement sont les termes qui résument le mieux ces années passées, l'enrichissement personnel et professionnel qui ressort d'expérience est un des points essentiels à retenir.*

*Avant d'exposer les résultats de mes recherches, c'est avec un réel plaisir que je tiens à exprimer ma profonde gratitude et ma sincère reconnaissance aux différentes personnes ayant pris part directement ou non à l'élaboration de ce travail.*

*Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Habib AZZAZ, pour m'avoir encadré, tout en me laissant une grande liberté dans mes investigations. Ce travail a été mené à bien sous son regard instructif et ses critiques. Sa rigueur scientifique et son esprit d'analyse ont été pour moi d'une grande valeur lors de l'exploitation des données et de la rédaction de ce manuscrit. Je lui suis également gré de la disponibilité et de la patience qu'il a eu à mon égard notamment pendant les phases de rédaction (de l'article et du manuscrit). Qu'il en soit ici particulièrement remercié.*

*Je suis reconnaissant à Messieurs, Mohamed BENSLIMANE, Mohamed HABBI, Boumediene BENARICHA, Khaled KORICHI et Mohamed BOUGARA d'avoir participé au jury. Merci pour vos commentaires pertinents et constructifs et la discussion très enrichissante qui a suivi l'oral.*

*Merci à Abdelkader BENTABET pour sa très grande disponibilité tout au long de ces 4 années et de m'avoir fait bénéficier de sa passion et de sa grande connaissance dans le domaine de l'hydrogéologie. Merci de m'avoir toujours indiqué les bonnes personnes en fonction des problèmes rencontrés...*

*J'exprimerai aussi toute ma sympathie et mes remerciements à monsieur Abderrahmane Hamimmed de m'avoir accueilli dans Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique (LRSBG) (Université Mustapha Stambouli Mascara) et de ses orientations pendant la rédaction de mon article.*

*Mes vives gratitude vont aussi à Monsieur Mohamed Bouchekara, pour tous ses conseils, ses orientations et ses encouragements.*

*Je n'oublierai sans doute pas de remercier vivement mes collègues et amis enseignants, à l'Université Mustapha Stambouli de Mascara, particulièrement les enseignants du département d'hydraulique, qui ont contribué à l'achèvement de ce mémoire par leur soutien et leurs encouragements.*

*Bien sûr, je n'oublie pas le Professeur Zekâi Şen pour leur accueil à Medipol University Istanbul et leur partage. Soyez assurés que je vous en suis très reconnaissant.*

*Parce qu'un travail de thèse c'est souvent beaucoup d'engagement personnel, d'énergie mobilisée et de doute, il est essentiel de pouvoir se sentir à l'abri autours de personnes proches.*

*Je remercie donc Slimane BOUFERRA pour m'avoir soutenu dans cette aventure, pour s'y être intéressé, pour m'avoir même accompagné sur le terrain, mais surtout pour m'avoir sorti de là quand j'en avais besoin.*

*J'ai gardé pour la fin ceux qui me sont les plus chers : ma famille. Je pense à mes parents qui m'ont appris à donner le meilleur de moi-même « Qu'Allah prolonge leur vie », à ma femme A.G, qui m'a supporté et qui m'a soutenu et apporté une grande aide affective, morale et logistique pour tout ces petits tracassés de la vie à côté de la thèse, me permettant de me concentrer sur la recherche, Elle m'a toujours épaulé lors de mes moments de doute et de découragement.*

*Je dédie ce travail :*

*À mes enfants : Zakaria, Ines, Yasser et Salsabil ;*

*À mes beaux parents ;*

*À mes frères Mohamed et Mustapha et ma sœur Souad ;*

*À mes beaux frères : Sid Ahmed, Khaled et Habib et mes belles sœurs, Sarah et Asmaa.*

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

وَإِنَّ مِنَ الْحِجَارَةِ لَمَا يَتَفَجَّرُ مِنْهُ الْأَنْهَارُ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَشَقَّقُ فَيَخْرُجُ مِنْهُ  
الْمَاءُ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَهْبِطُ مِنْ خَشْيَةِ اللَّهِ ۗ وَمَا اللَّهُ بِغَفِلٍ عَمَّا تَعْمَلُونَ.

الآية رقم (74) من سورة البقرة.

# Sommaire

Sommaire .....	Pages
Introduction générale.....	1
Chapitre I : Caractérisation d'un système karstique : généralités	
I.1 Généralités.....	5
I.1.2 Propriétés physico-chimiques des roches carbonatées.....	6
I.1.3 La karstification.....	7
I.1.3.1 Définition.....	7
I.1.3.2 Principe.....	9
I.1.4 Notions de système ouvert et fermé.....	10
I.1.5 Structure et fonctionnement du système karstique.....	11
La zone d'alimentation.....	12
La zone d'écoulement.....	15
-l'épikarst (EK).....	15
La Zone Non Saturée.....	15
- infiltration différée.....	15
- infiltration directe, rapide.....	15
- une infiltration concentrée et rapide.....	15
Le sous-système karst noyé.....	16
- le karst Vauclusien.....	16
- le karst Jurassien.....	16
I.1.6 Schéma fonctionnel du karst.....	18
- Approche fonctionnelle.....	18
- Approche structurelle.....	22
I.1.7 - Hydrochimie des aquifères karstiques.....	24
- A. Faciès chimique des eaux du karst.....	24
- B. Les dissolutions et précipitation des roches carbonatées.....	24
- C. Les traceurs géochimiques naturels et artificiels.....	28
1. Les traceurs géochimiques naturels .....	28
- Les traceurs des interactions eau-roche et du temps de résidence .....	29
- Le magnésium ( $Mg^{2+}$ ).....	29
- Les traceurs de l'infiltration et de l'influence anthropique .....	30
- Le carbone organique dissous.....	30
- L'ion nitrate ( $NO_3^-$ ).....	30
.....	30
- Les traceurs bactériologiques.....	31
- Les isotopes stables de la molécule d'eau et du carbone.....	31
- Les isotopes stables de la molécule d'eau .....	31

- L'isotope stable du carbone	
2- Les traceurs artificiels.....	32
- Les différentes sortes de traceurs artificiels.....	32

## Chapitre II : Caractéristiques physiques.

II.1 Situation géographique.....	34
II.2 Contexte hydrologique .....	35
II.2.1 Réseau hydrographique .....	35
II.3 Occupation du sol .....	36
II.4 Caractérisation climatologique .....	37
II.4.1 Le climat .....	37
II.4.2 -Données climatologiques.....	38
II.4.2.1 -Les précipitations annuelles.....	39
II.4.2.2 - Les précipitations mensuelles et le régime saisonnier.....	39
II.4.2.3 - les températures.....	41
II.4.2.4 - Les vents.....	42
II.4.2.5 - Humidité relative.....	43

## Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques.

III.1- Géologie.....	45
III.1.1- Introduction .....	45
III.1.2 Les unités lithologiques .....	45
III.1.2.1- Quaternaire.....	46
III.1.2.2- Plio-quaternaire .....	46
III.1.2.3- Miocène inférieur.....	46
III.1.2.4- Le Jurassique supérieur .....	46
III.1.2.4.1- Portlandien (Tithonien).....	47
III.1.2.4.2- Kimméridgien .....	47
III.1.2.4.3- Lusitanien :(Grès de Frankité).....	47
III.1.2.5 - Le Crétacé (Berriasien et Hautérivien).....	47
III.1.3 - Les grandes structures actuelles .....	48
III.1.3.1- La série carbonatée du Jurassique supérieur .....	48
III.1.3.2- Coupes géologiques et sondages .....	49

III.1.4 – Tectonique.....	51
III.1.5 - présentation des données des forages géologiques et les résultats obtenus.....	52
III.1.6 - Etude géophysique.....	56
III.2 Hydrogéologie.....	61
III.2.1 Les formations hydrogéologiques et leurs propriétés hydrodynamiques.....	61
III.2.1.1 Les calcaires dolomitiques du jurassique supérieur (Kimméridgien).....	61
III.2.2 Morphologie et fluctuation des nappes.....	62
III.2.2.1 - Fluctuations piézométriques à l'échelle de la nappe.....	62

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada

IV.1 – Introduction.....	67
IV.2 – Points d'observation.....	67
IV.3- Description des données et diagrammes.....	68
IV.3.1- Diagrammes décrivant la composition chimique des eaux.....	68
IV.3.2- Les analyses factorielles.....	73
IV.4 - Apport de la physico-chimie.....	74
IV.4.1 - Paramètres physique.....	74
IV.4.1.1- Température.....	74
IV.4.1.2- Conductivité électrique.....	75
IV.4.2- Apport des données hydrochimiques.....	78
IV.4.2.1- Signatures hydrochimiques caractéristiques.....	78
IV.4.2.1.1- Apport des éléments HCO <sub>3</sub> , Ca et Mg.....	78
IV.4.2.1.2- Le sodium et les chlorures (Na et Cl) .....	79
IV.4.2.1.3- Les sulfates (SO <sub>4</sub> ).....	80
IV.4.2.1.4- Les nitrates (NO <sub>3</sub> ).....	81
IV.4.2.1.5- Le potassium (K).....	82
IV.4.3 -Evolution des paramètres physico-chimique (Dynamiques hydrochimiques)	84
IV.4.4 -Equilibre caco-carbonique .....	98
- Groupe I (S1 et S2) .....	98
- Groupe II (S4) .....	100
- Groupe III (le système en S5 (Ain Soltane) et S6 (Sidi Boussaid)).....	101
- Groupe IV(Le forage FSKc (Sidi Kada)).....	105
IV.4.5- Analyses de Composantes Principales .....	106
- La source S1.....	106
- La source S2.....	108
- La source S4.....	110
- La source S5 .....	112
- La source S6.....	114

- Le forage FSKc.....	115
IV.5- Relations entre les éléments chimiques	
IV.5.1- Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium, nitrates et la conductivité et les écarts-types.....	119
IV.5.2- Analyse des ratios ioniques.....	121
IV.5.2.1- Les traceurs de l'infiltration .....	121
IV.5.2.1.1- Variations du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ .....	121
IV.5.2.1.2- variations du rapport $\text{NO}_3/\text{Cl}$ .....	125
IV.5.2.1.3- Variations des concentrations en sodium et en chlorure.....	127
IV.5.2.2- Traceur des conditions géochimiques : les bicarbonates.....	128
IV.5.2.2.1- Le ratio $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ .....	128
IV.5.2.2.2- Le ratio $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ .....	129
IV.6- Distribution de fréquence de conductivité.....	130
IV.7- Conditions d'écoulement en milieu karstique diphasique.....	135
IV.7.1- Utilisation des relations ISc-ISd.....	135
IV.7.2- Utilisation des relations ISc-PCO <sub>2</sub> .....	140
III.7- Conclusion .....	148
Conclusion générale.....	149





## Liste des figures

### Chapitre I : Caractérisation d'un système karstique : généralités

Figure I.1 : Répartition des espèces carbonatées en système ouvert ou fermé, d'après Stum et Morgan (1981).....	11
Figure I.2 Représentation d'un système karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996).....	12
Figure I.3: Les différentes configurations d'infiltration dans un système karstique (Goldscheider, 2004) .....	14
Figure I-4: Le paysage karstique (Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires - Encyclopédie de l'environnement).....	16
Figure I.5 Les écoulements en système karstique d'après Charmoille (2005) (modifié d'après Smart et Friedrich,(1986).....	17
Figure 1.6 : Représentation d'un système karstique jurassien et vauclusien (Marsaud, 1996).....	17
Figure I.7 : Modèle simplifié du karst noyé (MARSAUD, 1996).....	19
Figure I.8 : Schéma de fonctionnement général des karsts (Mangin, 1975).....	21
Figure I.9 : Schéma de fonctionnement des aquifères karstiques proposé par Emblanch (1997).....	22
Figure I.10 : Schéma conceptuel du karst selon Drogue (1969).....	23
Figure I.11 : Diagramme de Piper montrant la distribution des principaux éléments majeurs présents dans l'eau en provenance de différents types d'aquifères alpins suisses (Kilchmann et al., 2004).....	24
Figure I.12 : Espèces et réactions impliquées dans la dissolution de la calcite et de la dolomite (Ford et Williams, 1989).....	26

### Chapitre II : Caractéristiques physiques

Figure II.1 : carte des communes de la wilaya de Mascara.....	34
Figure N°II.2 : présentation du site des systèmes karstiques de la nappe des Monts de Sidi Kada.....	35
Figure II.3 : Réseau hydrographique de la zone d'étude.....	36
Figure II.4. Occupation du sol de la zone d'étude.....	37
Figure II.5 : Ecart à la moyenne pluviométrique dans les Monts de Sidi Kada.....	39
Figure II.6 : Evolution du coefficient pluviométrique mensuel dans les Monts de Sidi Kada.....	40
Figure II.7 : Représentativité de la période d'étude par rapport aux moyennes mensuelles des Monts de Sidi Kada (1993 à 2021).....	41
Figure II.8 : Les températures moyennes mensuelles (1993 à 2021).....	42

Figure II.9 : Les vents moyens mensuels en km/ h (1993 à 2021).....	43
Figure II.10: Variations de la moyenne mensuelle de l'humidité relative pendant la période (1993 – 2021).....	44

### Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques

Figure III.1: Carte géologique des monts de Sidi kada (Source : carte géologique Mostaganem et Saida 1/200000 ; Agence Nationales des Ressources Hydrauliques).....	48
Figure N°II.2 : log stratigraphique dans les piémonts de Sidi Kada (Sourisseau ; 1974).....	50
Figure N°III.3 : log stratigraphique du forage de Nesmot NE3. (DRW.Mascara).....	51
Figure III.4 : Schéma structural des Monts de Sidi Kada (carte 200000 <sup>ème</sup> ANRH).....	52
Figure N°III.5 : les axes des coupes géologiques.....	54
Figure N°III.6 : Coupes géologiques à travers les Monts de Sidi Kada, perpendiculairement aux horsts et aux grabens.....	54
Figure N°III.8 : coupes géoélectriques (profil A-I).....	57
Figure N°III.7 : localisation des Sondages Electriques Verticaux.....	57
Figure III.9 : Coupe hydrogéologique du système de la source de Sidi Boussaid (S6).....	62
Figure III.10 : localisation des piézomètres.....	63
Figure III.11: Carte piézométrique de la nappe karstique des Monts de Sidi Kada , (février 2012).....	64
Figure III.1.2: Carte piézométrique de la nappe karstique des Monts de Sidi Kada , (janvier 2016).....	65
Figure III.13 : présentation des fluctuations des niveaux piézométriques (Février 2012 et Janvier 2016).....	66

### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

Figure N°IV.1 : carte de localisation des points analysés.....	68
Figure N°IV.2 : Présentation du faciès chimique des eaux des points analysés (digramme de Piper) –période : janvier 2014 au mars 2015.....	69
Figure N°IV.3 : Diagramme de Schoeller pour la période 2014 – 2015 des eaux analysées...70	70
Figure N°IV.4 : Diagramme de SChoeller pour les eaux de la source S1 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.....	71
Figure N°IV.5: Diagramme de SChoeller pour les eaux de la source S2 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.....	71

Figure N°IV.6 : Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S4 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.....	72
Figure N°IV.7: Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S5 (Ain Soltane) pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.....	72
Figure N°IV.8 : Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S6 (Sidi Boussaid) pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.....	73
Figure N°IV.9 : Répartition des résultats de l'analyse en composantes principales (ACP) : (a) toutes les sources de l'aquifère et (b) la source S4.....	74
Figure N°IV.10 : Variation de la conductivité et la température de la source S1.....	76
Figure N° IV.11: Variation de la conductivité et la température de la source S2.....	76
Figure N° IV.12 : Variation de la conductivité et la température de la source S4.....	77
Figure N° IV.13 : Variation de la conductivité et la température de la source S5.....	77
Figure N° IV.14: Variation de la conductivité et la température de la source S6.....	77
Figure N° IV.15: Variation de la conductivité et la température de la source FSKc.....	78
Figure N°IV.16 : Relation $\text{HCO}_3$ – Ca dans les points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada.....	79
Figure N°IV.17 : Relation Cl – Na des points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada.....	80
Figure N°IV.18 : Relation Cl – $\text{SO}_4$ des points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada.....	81
Figure IV.19: relation Ca – $\text{SO}_4$ en S4.....	81
Figure IV.20 – Boîtes à moustache des éléments majeurs.....	83
Figure IV.21 Relation Ca – $\text{SO}_4$ dans les points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada.....	84
Figure IV.22 Variations spatio-temporelles des éléments chimiques majeurs en S1.....	88
Figure IV.23 : Variations spatio-temporelles des éléments chimiques majeurs en S2.....	88
Figure IV.24 variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S5.....	91
Figure IV.25 variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S6.....	91
Figure IV.25: variation temporelle du Ca et $\text{SO}_4$ en S4.....	93
Figure IV.26 : variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S4.....	94
Figure IV.27 : variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs dans le forage FSKc.....	96
Figure IV.28 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en $\text{CO}_2$ , en S1.....	99
Figure IV.29 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en $\text{CO}_2$ , en S2.....	99

Figure IV.30: Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO <sub>2</sub> , en S4.....	101
Figure IV.31 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO <sub>2</sub> , en S5.....	104
Figure IV.32 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO <sub>2</sub> , en S6.....	104
Figure IV.33 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO <sub>2</sub> , dans le forage FSKc.....	106
Figure IV.34 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S1.....	107
Figure IV.35 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S1.....	108
Figure IV.36 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S2.....	109
Figure IV.37 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S2.....	110
Figure IV.38 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S4.....	111
Figure IV.39 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S4.....	112
Figure IV.40 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S5.....	113
Figure IV.41 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S5.....	113
Figure IV.42: représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S6.....	115
Figure IV.43: Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S6.....	115
Figure IV.44 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables du forage FSKc.....	116
Figure IV.45 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus du forage FSKc.....	117
Figure IV.46: Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus des points analysés.....	118
Figure IV.47 : Relation entre les variations des concentrations moyennes en nitrates et les écarts-types.....	119
Figure IV.48 : Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium et les écarts-types.....	120
Figure IV.49 : Relation entre les variations des concentrations moyennes de la conductivité et les écarts-types.....	121

Figure IV.50: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en S1.....	123
Figure IV.51: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en S2.....	123
Figure IV.52: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en S4.....	124
Figure IV.53: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en S5.....	124
Figure IV.54: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en S6.....	125
Figure IV.55: variation du rapport $\text{SO}_4/\text{Cl}$ en FSKc.....	125
Figure IV.56 : variations du rapport $\text{NO}_3/\text{Cl}$ .....	127
Figure IV.57 : relation chlorures – sodium.....	128
Figure IV.58 : relation $\text{HCO}_3^-$ – $\text{Ca}+\text{Mg}$ .....	129
Figure IV.59: relation $\text{Ca}^{2+}$ $\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ .....	130
Figure IV.60 : Catalogue de référence de distribution de la conductivité (Bakalowicz,1994).....	131
Figure IV.61 : Distribution de fréquence de conductivité dans le système karstique des monts de Sidi kada.....	134
Figure IV.62 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S1.....	137
Figure IV.63 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S2.....	137
Figure IV.64 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S4 .....	138
Figure IV.65 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S5.....	138
Figure IV.66 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S6 .....	139
Figure IV.67 : Diagramme ISD/ISC des eaux du forage FSKc.....	139
Figure IV.68 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de $\text{CO}_2$ équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S1.....	145
Figure IV.69 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de $\text{CO}_2$ équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S2.....	146
Figure IV.70 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de $\text{CO}_2$ équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S4.....	146
Figure IV.71: Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de $\text{CO}_2$ équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S5.....	147
Figure IV.72 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de $\text{CO}_2$ équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S6.....	147

Figure IV.73 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de CO<sub>2</sub> équilibrante (Log pCO<sub>2</sub>) pour le forage FSKc.....148

## Liste des tableaux

### Chapitre I : Caractérisation d'un système karstique : généralités

Tableau I.1: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (Bakalowicz, 1979).....	9
--	---

### Chapitre II : Caractéristiques physiques

Tableau N°II.1 : Variation des précipitations moyenne mensuelle pendant la période (1993 – 2021).....	40
Tableau II.2 : Variation des températures moyennes mensuelles la période (1993 – 2021).....	41
Tableau II.3 : Variation de vitesse moyenne mensuelle (1993 – 2021).....	42
Tableau II.4: Variation de l'humidité relative mensuelle pendant la période (1993 – 2021).....	43

### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

Tableau N°IV.1 : présentation des paramètres phisico-chimiques de l'aquifère karstique des Monts de Sidi Kada.....	96
Tableau IV.2 : présentation des valeurs des rapports des paramètres chimiques .....	121



## المخلص :

تركز هذه الدراسة على الأداء الهيدروديناميكي والهيدروكيميائي للنظام الكارست في جبال سيدي قادة. تمتد هذه الأخيرة بين سهل غريص في الشمال وجبال صيدا في الجنوب. تم استخدام النهج الهيدروكيميائي لفهم السلوك الهيدروديناميكي للنظام الكارست الذي يمثله تشكيل الحجر الجيري الدولوميتي للجوراسي الأعلى. المعطيات الجيولوجية مكنت من تحديد مساحة هذه التشكيلة ب 535.1 كيلومتر مربع ومحيط 220.7 كيلومتر. تمت دراسة أداء نظام الكارست هذا باستخدام العديد من المتغيرات الفيزيائية والكيميائية ، وهي الأس الهيدروجيني ، ودرجة الحرارة ، والتوصيل الكهربائي ، و TDS ، و  $Ca^{2+}$  ، و  $Mg^{2+}$  ، و  $Na^+$  ، و  $HCO_3^-$  ، و  $Cl^-$  ، و  $NO_3^-$  ، و  $SO_4^{2-}$  تشير توزيعات تردد التوصيل الكهربائي للماء (CFD) إلى أن النظام يتميز بنظامين فرعيين هيدروديناميين ، حيث تتحكم شبكات التصدع في التدفق الأساسي وتتحكم شبكات القنوات في التدفق السريع. تظهر نتائج التحليل الهيدروكيميائي أن طبقات المياه مكونة من بيكربونات وماغنسيوم. خلال فترات ارتفاع نسبة المياه ، تنخفض محتويات العناصر الكيميائية باستثناء الكالسيوم والنترات. خلال فترات انخفاض نسبة المياه ، تولد مشاركة المنطقة المشبعة زيادة في محتويات  $Mg^{2+}$  تتميز المياه عادة بمتوسط توصيل يبلغ 848 ميكرو ثانية / سم في المياه العميقة. المياه الضحلة ، التي تتأثر بالأفعال البشرية ، لها موصلية متوسطة تبلغ 1344 ميكرو سيميز / سم ، والمياه حيثما وجدت لها قيم موصلية عالية نسبياً تتراوح من 1886 إلى 2644 ميكرو سيميز / سم 2102 بمتوسط 2102 ميكرو ثانية / سم. يشير الارتباط الجيد بين الكلوريدات والكبريتات إلى ترشيح طبقة التربة. العلاقة بين  $Ca^{2+}$  و  $SO_4^{2-}$  سلبية ولكنها ضعيفة ( $r = -0.176$ ) ، مما يعني أن  $Ca^{2+}$  لم يتم اشتقاقها من الجبس في غالبية العينات. على النقيض من ذلك ، فإن نقاط الماء التي تتميز كيميائياً بتفكك الجبس أو أنهيدريت لها علاقة جيدة بين  $Ca^{2+}$  و  $SO_4^{2-}$  ( $r = 0.93$ ). يشير التشبع الفائق المتعلق بمؤشرات الكالسيوم والدولوميت بشكل أساسي إلى تدفق في المنطقة المشبعة وعبر المنطقة غير المشبعة ذات نسبة عالية نسبياً من  $pCO_2$  من  $1.5 \times 10^{-2}$  إلى  $4 \times 10^{-2}$ . يبدأ ثاني أكسيد الكربون الحيوي عملية التمدن في المنطقة غير المشبعة داخل نظام مفتوح. توضح العلاقة بين مؤشرات التشبع فيما يتعلق بالكالسيوم والدولوميت أن 87% من المياه تختلف من حالة توازن وتشبع زائد. هذا يدل على وجود ماء شديد العدوانية مع دوران بطيء نسبياً.

الكلمات المفتاحية: الجيولوجيا المائية ، الكيمياء المائية ، الأحواض الجوفية الكارستية ، جبال سيدي قادة، شمال غرب الجزائر.

## Résumé :

Cette étude porte sur le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique du système karstique dans les montagnes de Sidi Kada. Celles-ci s'étendent plus tard entre la plaine de Ghriss au nord et les monts Saida au sud. L'approche hydrochimique a été utilisée pour comprendre le comportement hydrodynamique du système karstique qui est représenté par la formation de calcaire dolomitique du Jurassique supérieur. Les données géologiques ont permis de délimiter un impluvium d'une superficie de 535,1 km<sup>2</sup> et d'un périmètre de 220,7 km. Le fonctionnement de ce système karstique a été étudié à l'aide de plusieurs paramètres physico-chimiques, à savoir pH, température, conductivité électrique, TDS,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$ . Les distributions de fréquence de la conductivité électrique de l'eau (CFD) indiquent que le système est caractérisé par deux sous-régimes hydrodynamiques, dans lesquels les réseaux de

fractures contrôlent le débit de base et les réseaux de conduites contrôlent le débit rapide. Les résultats de l'analyse hydrochimique montrent que les faciès des eaux sont bicarbonatés et magnésiennes. Pendant les périodes de hautes eaux, les teneurs en éléments chimiques ont diminué, à l'exception du calcium et des nitrates. Pendant les périodes d'étiage, la participation de la zone saturée engendre une augmentation des teneurs en  $Mg^{2+}$ . Les eaux sont typiquement caractérisées par une conductivité moyenne de 848  $\mu S/cm$  en eaux profondes. Les eaux peu profondes, influencées par les actions anthropiques, ont une conductivité moyenne de 1344 S / cm et les eaux où existe des lentilles des gypses et des évaporites sont caractérisées par des valeurs de conductivité relativement élevées, allant de 1886 à 2644  $\mu S / cm$  2102 avec une moyenne de 2102  $\mu S / cm$ . La bonne corrélation entre les chlorures et les sulfates dans S4 indique la dissolution de gypse ou d'anhydrites.  $-0,176$ ), implique que  $Ca^{2+}$  n'est pas dérivé du gypse dans la majorité des échantillons. En revanche les points d'eau dont la chimie est marquée par la dissolution de gypse ou d'anhydrites présentent une bonne corrélation entre  $Ca^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  ( $r = 0,93$ ). La sursaturation des indices de calcite et de dolomie indique principalement un écoulement dans la zone saturée et à travers la zone non saturée avec un  $pCO_2$  relativement élevé (de  $1.5 \times 10^{-2}$  to  $4 \times 10^{-2}$ ). Le  $CO_2$  biogénique initie le processus de minéralisation dans la zone non saturée au sein d'un système ouvert. La relation entre les indices de saturation concernant la calcite et la dolomie montre que 87% de l'eau variait de l'équilibre et sursaturée. Cela indique une eau légèrement agressive avec une circulation relativement lente.

**Mots-clés :** Hydrogéologie, Hydrochimie, Aquifères karstiques, Monts de Sidi Kada Nord-ouest Algérien.

### **ABSTRACT**

This study focuses on the hydrodynamic and hydrochemical functioning of the karst system in Sidi Kada Mountains. These later extend between the Ghriss plain in the North and the Saida Mountains in the South. The hydrochemical approach was used to understand the hydrodynamic behaviour of the karst system which is represented by dolomitic limestone formation of Upper Jurassic. The geological data were used to delimit an impluvium with an area of 535.1  $km^2$  and a perimeter of 220.7 km. The functioning of this karst system was studied using several physic-chemical parameters, namely pH, temperature, electrical conductivity, TDS,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ . Frequency distributions of the water electrical conductivity (CFD) indicate that the system is characterized by two hydrodynamic sub-regimes, in which fracture networks control the base flow and conduit

networks control the quick flow. The results of the hydrochemical analysis show that the waters facies are bicarbonated and magnesian. During periods of high water, the contents of chemical elements decreased, except for calcium and nitrates. During periods of low water, the participation of the saturated zone generates an increase in  $Mg^{2+}$  contents. The waters are typically characterised by an average conductivity of 848  $\mu S/cm$  in deep waters. The shallow waters, influenced by anthropogenic actions, have an average conductivity of 1344  $\mu S/cm$  and waters where exists the evaporite lenticular mass have relatively high values of conductivity, ranging from 1886 to 2644  $\mu S/cm$  2102 with an average of 2102  $\mu S/cm$ . The good correlation between the chlorides and sulphates indicates the leaching of the soil layer. The correlation between  $Ca^{2+}$  and  $SO_4^{2-}$  is negative but weak ( $r = -0.176$ ), implied that  $Ca^{2+}$  was no derived from gypsum in the majority of samples. In contrast the water points whose chemistry is marked by the dissolution of gypsum or anhydrites have a good correlation between  $Ca^{2+}$  and  $SO_4^{2-}$  ( $r = 0.93$ ). The supersaturating regarding calcite and dolomite indices indicates mainly a flow in the saturated zone and through the unsaturated zone with a relatively high  $pCO_2$  (from  $1.5 \times 10^{-2}$  to  $4 \times 10^{-2}$ ). Biogenic  $CO_2$  initiates the mineralisation process in the unsaturated zone within an open system. The relationship between the saturation indices regarding calcite and dolomite shows that 87% of water varied from equilibrium and oversaturated. This is indicative of a slightly aggressive water with relatively slow circulation.

**Keywords:** Hydrogeology, Hydrochemistry, Karstic Aquifers, Sidi Kada Mountains Northwest of Algeria.

# INTRODUCTION GENERALE

## **Introduction générale :**

Le karst fascine amateurs et professionnels par la diversité de ses formes qui prennent naissance en surface et s'étendent jusqu'aux profondeurs, encore vierges de toute exploration. De nombreuses communautés scientifiques tentent encore de percer ses secrets et proposent des clés pour expliquer le fonctionnement passé et présent d'un système karstique. Outre ses expressions morphologiques remarquables, ses ressources en eau potable font un sujet très important, notamment dans la région méditerranéenne où ce type d'aquifère prédomine et les besoins en eau potable sont importants (Chalikakis et al. 2011). Ces aquifères se distinguent des aquifères poreux par le degré élevé d'hétérogénéité présent à la fois en surface et en sous-sol (White, 1998 ; Bakalowicz, 2005). Les formations sédimentaires carbonatées telles que le calcaire et la dolomie sont les roches à tendance karstique les plus importantes (Ford et Williams, 2007). Cependant, la karstification peut également se produire dans d'autres types de roches telles que les conglomérats carbonatiques (Goepfert et al., 2011), les roches métamorphiques carbonatiques telles que le marbre ou le schiste calcite (Skoglund et Lauritzen, 2011), et les formations évaporitiques telles que le gypse ou l'anhydrite (Gil - Màrquez et al., 2019). En raison de leurs caractéristiques hydrogéologiques, les aquifères karstiques sont particulièrement vulnérables aux activités anthropiques et sont difficiles à gérer (Stevanovic, 2019, Lorette et al. 2021). De nombreux chercheurs ont effectué des analyses hydrogéochimiques pour évaluer les influences géologiques et anthropiques sur l'hydrochimie des aquifères (Benrabah et al. 2016 ; Mc Ginley et al. 2016 ; Kumar et al. 2017 ; Masindi et Abiye 2018 ; Saba et al. 2018 ; Maas et al. 2019, Patel et al. 2020, Thilagavathi et al. 2020). Ces analyses ont été utilisées avec succès pour révéler la profondeur de circulation des eaux souterraines, la vulnérabilité et l'évolution hydrogéochimique (Jiang et al. 2018 ; Huang et al. 2019 ; Yongliet al. 2020). Les débits d'eau souterraine dans les aquifères karstiques sont extrêmement variables dans l'espace et dans le temps, et dépendent sur plusieurs facteurs, tels que l'hétérogénéité hydrogéologique du système, la configuration du réseau karstique et les conditions locales de recharge (Tamburini, 2020). Comprendre le fonctionnement du système aquifère karstique est généralement une condition essentielle pour améliorer la gestion des ressources en eau, leur protection et leur étude de vulnérabilité (Zhang et al., 2020). Les études des systèmes karstiques se sont traditionnellement concentrées sur l'analyse des réponses naturelles des sources aux événements de recharge. Aussi, la recherche hydrogéologique pour ce type d'aquifère peut être réalisée en étudiant des techniques basées sur les réponses hydrodynamiques naturelles (Mangin 1975 ; De la Torre et

## INTRODUCTION GENERALE

al. 2020). Cependant, le degré élevé d'anisotropie de ce type d'aquifère nécessite l'application de différentes catégories d'approches : hydrogéologiques, géomorphologiques, géophysiques, structurales, etc. Plusieurs facteurs, tels que le climat, la géologie et la géomorphologie peuvent modifier la dynamique des eaux souterraines. Bien que les conditions hydroclimatiques restent les principaux facteurs responsables de l'évolution du fonctionnement des aquifères karstiques (Lastennet et Mudry 1997 ; Barbera et Andreo 2010), la composition chimique des eaux souterraines dépend de la nature des roches traversées, du temps de résidence de l'eau dans le système, les conditions climatiques prévalant dans chaque zone et les processus géochimiques le long des voies d'écoulement des eaux souterraines (Bakalowicz 1979, 1995; Mudry 1987; Zhang et al. 2020).– Les données hydrochimiques ont été analysées en utilisant différentes procédures. Les distributions de fréquence de conductivité électrique (CFD) de l'eau de source renseignent sur la variabilité de la minéralisation et sur le degré de karstification fonctionnelle dans le système (Bakalowicz 1979, Sánchez et al. 2015). Les distributions unimodales indiquent une faible variation annuelle de la minéralisation et par conséquent une homogénéisation hydrochimique, principalement due à un faible degré de karstification), tandis que les distributions multimodales devraient être associées à des systèmes ayant un degré de karstification plus élevé (système de flux conduit) (Sánchez et al. 2015). Une méthodologie pour une meilleure quantification et interprétation des distributions de fréquence de conductivité (CFD) a été publiée par Massei et al. (2007). Après cette approche, un seul type d'eau transporté à travers un réseau de conduites karstiques est chimiquement homogène et sa conductivité électrique montre une distribution normale. L'analyse de la CFD permet d'identifier les différents modes, correspondant aux types d'eau influencés par les conditions hydrologiques et météorologiques (recharge, décrue et épuisement), et leur contribution au débit printanier. La contribution de chaque pic à la CFD peut être évaluée quantitativement, ce qui peut être utile pour caractériser le comportement de l'aquifère et les processus de mélange (Sánchez et al. 2015). Les graphes compositionnels tels que Piper, constituent un outil de base pour la caractérisation spatiale de la composition chimique des eaux, établissant des clusters ou des familles en fonction de facteurs lithologiques, géographiques et anthropiques. (Freeze et Cherry 1979 ; Helsel et Hirsch 2002 ; Şen 2015). Les diagrammes binaires ont également été largement utilisés pour interpréter les données hydrochimiques. La relation entre les différents composants chimiques dissous dans l'eau peut être utile pour identifier et caractériser les processus hydrogéochimiques dans les systèmes karstiques (Batiot et al. 2003 ; Barbera et Andreo

## INTRODUCTION GENERALE

2015). L'utilisation de traceurs hydrochimiques naturels tels que le carbone organique dissous (COD), les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ), les chlorures ( $\text{Cl}^-$ ) ou le magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) est utile pour caractériser les processus d'infiltration, les temps de transit de l'eau, les conditions d'écoulement et surtout, la degré de participation des zones saturées et non saturées au fonctionnement des systèmes karstiques (Mudarra et Andreo 2010, Lastennet et Mudry, 1997 ; Emblanch et al., 1998 ; Batiot et al., 2003a ; Emblanch et al., 2003 ; Doctor et al. ., 2006 ; Mudarra et Andreo, 2011 ; Nicolini et al., 2016). Pour mieux comprendre le rôle de la zone non saturée dans l'acquisition de la chimie des eaux souterraines, les bilans calcocarbonés sont particulièrement utilisés. Le  $\text{pCO}_2$  d'équilibre et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomie sont des éléments bien adaptés pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques. Ils fournissent des informations précieuses sur l'origine des différents types d'eau circulant à l'exutoire, sur leurs conditions d'écoulement et leurs temps de séjour (Sanchez et al.2015, Chitresh et al.2019).

Les monts de Sidi Kada, situées au nord-ouest de l'Algérie, sont une zone semi-aride, sont représentées par un plateau calcaire-dolomitique d'âge Kimméridgien (Jurassique supérieur). En raison du manque d'eau de surface et de précipitations, les eaux souterraines ont été la principale ressource en eau dans cette région. La gestion durable des eaux souterraines est devenue un enjeu crucial pour cette région. La compréhension des caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines locales pourrait fournir des orientations pour le développement durable des eaux souterraines. Cette recherche présente principalement une étude hydrochimique des eaux souterraines dans les monts de Sidi Kada pour déterminer les caractéristiques hydrochimiques, les sources minérales et l'évolution hydrochimique le long du chemin d'écoulement des eaux souterraines. L'absence de réseaux spéléologiques et de grottes donne l'impression que les écoulements se situent principalement dans des volumes de roche fissurée à faible perméabilité. L'épikarst joue un rôle important dans la régulation de la recharge des aquifères: une partie de l'eau infiltrée dans l'épikarst est stockée à sa base et s'écoule lentement à travers les volumes fissurés sous-jacents (écoulement de base) ; si l'infiltration est suffisante, une partie de l'eau déborde de l'épikarst directement vers le réseau karstique (écoulement rapide), en cas de crue. En particulier, la transmissivité du réseau varie souvent en fonction des conditions hydrologiques du fait de l'existence de conduites, temporairement actives. Ses caractéristiques hydrochimiques sont principalement déterminées par le processus géochimique des roches de la région (calcaires dolomitiques), et sont affectées par le climat, les précipitations, le sol, la végétation et les activités humaines. La

## INTRODUCTION GENERALE

principale source de recharge des eaux souterraines, dans cette zone, était les précipitations atmosphériques et les composants ioniques étaient principalement dérivés des interactions eau-roche. L'objectif de cette étude est de caractériser le fonctionnement hydrogéologique du système karstique dans les montagnes de Sidi Kada (Fig. 1), sur la base de ses propriétés hydrodynamiques et de sa réponse hydrochimique, au cours de la période d'échantillonnage, avec une variabilité pluviométrique, et donc des conditions hydrauliques différentes. Pour ce faire, le premier objectif est de caractériser les types d'eau et leurs origines sur le bassin hydrogéologique à l'aide de traceurs hydrochimiques naturels.

Notre étude a, pour cela, porté sur 4 sites (principales sources à travers les Monts) soumis à des conditions hydrogéologiques et environnementales différentes, sources affectées par la surface (zone non saturée), sources relativement profondes (drainant la zone saturée), sources marquée par la présence des gypses et des évaporites et des forages.

Les différentes sources ont été suivies à pas de temps mensuel durant 15 mois (janvier 2014-mars 2015) pour les éléments physico-chimiques.

Ce présent document développe l'aspect scientifique de cette étude et permet d'apporter une validation originale à l'utilisation des traceurs géochimiques dans le domaine du karst dans le Nord-Ouest de l'Algérie (climat semi-aride à aride).

Compte tenu des objectifs de notre étude, nous avons choisi de présenter ce mémoire en quatre chapitres.

Le premier chapitre de cette étude est consacré à un rappel des particularités du milieu karstique et des principales approches hydrochimiques utilisées pour caractériser les compartiments karstiques.

Le deuxième chapitre est essentiellement consacré à une présentation du contexte physique. Afin d'étudier le comportement hydrochimique de l'aquifère nous présenterons dans le chapitre III la géologie et l'hydrogéologie du système karstique des monts de Sidi Kada. Le Chapitre 4 expose qualité hydrochimique des eaux pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique du système karstique en se focalisant sur l'utilisation des traceurs naturels. L'utilisation des relations calco-carboniques donne une estimation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans les différents compartiments de l'aquifère.

## **I.1 Généralités**

Étudiée au 19<sup>e</sup> siècle pour son hydrologie et ses formes particulières, la région du Karst, en Slovénie, est considérée comme la référence mondiale des paysages et des circulations souterraines dans les roches carbonatées, calcaires et dolomies. Le mot karst vient de la traduction du mot slovène « Kras » qui désigne une région du nord-est de l'Adriatique comprise entre le golf de Trieste, la vallée de la Vipava, la vallée de la Rasa et le secteur de Rečka.

Le karst est une formation géologique établie dans les roches carbonatées, calcaires et dolomies. C'est avant tout un aquifère, formation dans laquelle l'eau souterraine s'accumule, circule et émerge à des sources souvent importantes. Il constitue souvent des réservoirs d'eaux souterraines remarquables et très particuliers. Dans la plupart des formations aquifères, l'eau circule et s'accumule dans les vides originels de la roche : les pores ou les discontinuités produites par les déformations. Les aquifères karstiques s'en distinguent du fait que l'eau qui parcourt ces vides originels modifie profondément certains d'entre eux au point de créer des conduits et des cavités parfois pénétrables par l'homme. Cette transformation s'effectue en une durée courte à l'échelle géologique : quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Plus qu'un aquifère, le karst est donc un géosystème.

À l'échelle mondiale, ces formations karstiques couvrent 12 à 15 % de la surface continentale. On estime qu'environ 25 % de la population mondiale est alimentée en eau domestique par de l'eau souterraine prélevée dans le karst. Son intérêt économique ne se limite pas à la consommation d'eau potable ; il est aussi sollicité pour l'irrigation et l'industrie. De très nombreuses sources thermo-minérales lui sont également associées. En outre, le karst est fréquemment le siège de gisements pétroliers, dont ceux de la plate-forme arabique. Il peut également renfermer des gisements métalliques : minerais d'aluminium (bauxite), de fer, de plomb et de zinc. Enfin il pose régulièrement des problèmes lors des travaux de génie civil, dont les barrages et leurs réservoirs.

Les milieux karstiques sont des milieux originaux, qui ont été principalement étudiés selon trois approches : la géomorphologie, la spéléologie et l'hydrogéologie.

La géomorphologie est basée sur l'étude de paramètres géographiques (climat, latitude) et morphologiques qui permettent de décrire la formation des karsts (karstogenèse) et leur évolution. Cette approche s'appuie sur deux grandes théories, l'une basée sur des cycles



d'érosion (Davis, 1930), l'autre basée sur une théorie climatique de la karstification (Corbel, 1957). Ces visions sont actuellement remises en cause car elles ne prennent pas en compte les phénomènes physiques expliquant la karstogenèse. Les travaux s'orientent donc vers une approche plus globale se basant sur les recherches géologiques, hydrogéologiques, pédologiques et spéléologiques (Maire, 1992).

L'approche spéléologique est basée sur les observations faites par les hommes au cours d'explorations de grottes et de formes souterraines (endokarst). Ce contexte implique une représentation de l'eau sous forme de rivières souterraines et de petits lacs formés par la présence de seuils hydrauliques. Cette approche du karst, dont le précurseur est Martel (1905, 1921), ne peut être généralisée, mais peut néanmoins fournir de bonnes informations sur la karstification, une fois replacée dans un contexte global hydrogéologique.

Enfin, l'hydrogéologie s'appuie quant à elle sur la relation entre les écoulements et la karstification, qui permet d'expliquer l'organisation et la hiérarchisation des vides (Mangin, 1975, 1978). Cette vision suit essentiellement deux approches :

1. L'approche (traditionnelle) structurelle qui différencie l'aquifère karstique de l'aquifère fissuré uniquement par l'existence de conduits occupant, parcourant et drainant le milieu fissuré (Burger, 1983).
2. L'approche fonctionnelle qui considère que l'approche traditionnelle ne permet pas de rendre compte de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques. L'approche fonctionnelle, basée sur l'analyse systémique, considère que l'aquifère karstique est caractérisé par son fonctionnement.

### **I.1.2 Propriétés physico-chimiques des roches carbonatées**

Les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des précipitations et des eaux de surface (rivières, lacs, etc.). Leur circulation et leur stockage sont conditionnés par l'agencement géologique de l'aquifère. Ses caractères lithostratigraphiques déterminent sa géométrie, sa structure ainsi que ses propriétés hydrauliques et géochimiques. L'aquifère remplit trois types de fonctions :

- Fonction capacitive ou réservoir, par l'intermédiaire de la porosité matricielle ou de fracture selon l'aquifère, qui caractérise à la fois le stockage et la libération de l'eau souterraine ;
- Fonction transmissive, par l'intermédiaire de la perméabilité, qui caractérise l'écoulement de l'eau souterraine de la zone d'infiltration jusqu'à l'exutoire ;
- Fonction d'échanges, qui caractérise les processus physico-chimiques d'interaction entre l'eau souterraine et la roche réservoir.

La porosité et la perméabilité du réservoir, qui régissent la circulation des eaux souterraines, déterminent la morphologie et l'interconnexion des vides. Toutefois dans les aquifères karstiques, ces deux paramètres peuvent évoluer de par les propriétés physico-chimiques des roches carbonatées constituant le karst.

Les propriétés physico-chimiques des roches carbonatées sont :

- **Très faible solubilité** à la pression partielle de CO<sub>2</sub> atmosphérique, voisine de 15 mg/l pour le carbonate de calcium,
- **Comportement cassant** (roches compétentes) caractérisant leur tendance à se fracturer plutôt qu'à se déformer de manière plastique comme les argiles (sous des conditions de températures et de pressions assez faibles),
- **Possèdent deux types de porosité :**
  1. **Porosité primaire** qui d'après Burger (1983) est assez faible (de l'ordre de 1% dans les micrites à 15% dans les faciès bréchiqes). La perméabilité qui lui est associée est de l'ordre de 10<sup>-14</sup> m/s (Kiraly, 1975 ; Siméoni, 1976 ; Burger, 1983).
  2. **Porosité secondaire**, représentée par les fractures (fissures, diaclases, failles, etc.) ne caractérise que 2% du massif. La perméabilité qui en résulte varie de 10<sup>-6</sup> à 10<sup>-8</sup> m/s (Mangin, 1998).

Cependant, les propriétés physico-chimiques des roches carbonatées ne sont pas suffisantes pour la mise en place de vides de grande taille. Ceux-ci sont dus aux processus d'érosion physico-chimique (karstification) que subissent ces formations. Ils peuvent atteindre près de 15% du volume du massif en question. La perméabilité tertiaire qui lui est associée varie de 10<sup>-1</sup> à 10<sup>-6</sup> m/s (Kiraly, 1975) conférant aux roches carbonatées de fortes potentialités en tant que réservoir.

### I.1.3 La karstification

#### I.1.3.1 Définition

La karstification correspond à « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines d'une région karstique » (Gèze, 1973). Elle est principalement liée à la dissolution des carbonates et à une érosion mécanique. De plus, c'est un processus qui dépend essentiellement de deux paramètres qui sont d'une part le potentiel de karstification (lié aux conditions climatiques régissant principalement les précipitations et la végétation donc le signal d'entrée de la pCO<sub>2</sub> dans le système, à la géométrie du réservoir et à l'existence d'un gradient hydraulique) et d'autre part la structure interne du massif (lithologie, fracturation et porosité).

Elle dépend de deux paramètres essentiellement :

## Chapitre I : Caractérisation d'un système karstique : généralités

- le potentiel de karstification, lié aux conditions climatiques ainsi qu'à la géométrie du réservoir et l'existence d'un gradient hydraulique,
- la structure interne du massif (lithologie, porosité, fracturation) car la karstification se développe le plus souvent dans la fracturation.

Le processus de mise en place d'un karst est, à une échelle de temps géologique, rapide puisqu'il suffit de quelques dizaines de milliers d'années au maximum. Un réseau souterrain se met en place en se "calant" sur le niveau le plus bas des calcaires (niveau de base) dans le paysage, où apparaît la source.

Mais les écoulements peuvent se produire à des niveaux inférieurs à celui de la source, en profondeur dans la formation géologique.

De manière générale, le niveau de sortie des eaux souterraines, imposé par le point le plus bas à l'affleurement des roches carbonatées, règle la position des réseaux karstiques. Cependant, après la mise en place du karst, le niveau de base peut s'abaisser, créant ainsi un nouveau réseau à une cote inférieure à celle du réseau karstique qui fonctionnait jusque là. Dans ce cas, nous observons dans des grottes des niveaux superposés de galeries abandonnées par les eaux souterraines. Les mécanismes expliquant ces abaissements du niveau de base sont d'une part l'abaissement du niveau marin et d'autre part la surrection des chaînes de montagnes et de leur environnement.

Le premier mécanisme, provoqué principalement par l'augmentation des glaces continentales qui immobilisent de l'eau douce et diminuent le volume des océans, est général à la planète et simultané sur tous les continents. Ainsi, les glaciations du Quaternaire (débutant à -1,75 Ma et finissant à -10 ka) ont provoqué des abaissements de l'ordre de 100 à 150 m du niveau marin. Le plus important fut au cours de la dernière glaciation, le Würm (entre -80 et -10 ka), avec un niveau bas à -120 m vers -20 ka.

Des réseaux karstiques ont pu se développer sur ce niveau bas, mais seulement dans les régions où le climat n'était pas trop froid et permettait l'écoulement des eaux (régions méditerranéennes chaudes et régions tropicales). Ailleurs, le gel empêchait l'infiltration et donc les écoulements souterrains. On connaît des grottes avec des stalagmites, maintenant noyées dans les Grandes Antilles (Porto Rico, Cuba, République dominicaine, Jamaïque).

Le second mécanisme est plus régional et s'est produit à des âges différents selon les chaînes de montagnes. En Méditerranée, au Messinien (-5,5 Ma, fin du Miocène), le détroit de Gibraltar, sous la poussée de l'Afrique, s'est refermé. Comme en Méditerranée, l'évaporation l'emporte largement sur les apports d'eau douce par les fleuves, le niveau de la mer, ne recevant plus l'eau de l'Atlantique, s'est abaissé très vite de plus de 1000 m.

### I.1.3.2 Principe

Comme nous venons de le voir, le phénomène clef de la karstification est la dissolution de la roche par le CO<sub>2</sub> dissous, mais elle n'est possible que dans le cas où il existe suffisamment de CO<sub>2</sub> dissous et que celui-ci soit renouvelé. Ce CO<sub>2</sub> dissous peut avoir plusieurs origines dans les eaux karstiques (Garry, 2007). Il provient principalement de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique du sol par l'activité biologique et bactériologique, sans oublier les circulations d'air dans les milieux souterrains, et occasionnellement d'un dégazage d'origine profonde ou volcanique (Source du Lez, Marjolet et Salado, 1976 ; Source de Termes, Bouchaala, 1991). En effet, les roches carbonatées ont cette spécificité de ne pas se dissoudre facilement dans de l'eau pure en condition normale de température (25 °C) et de pression (1 atm). D'autres facteurs interviennent dans la dissolution des roches carbonatées comme la lithologie, la texture du sol (plus la roche sera riche en dolomite, plus la mise en solution sera longue (Drever, 1988)) et la fracturation. Les constantes de dissociation qui leur sont associées, sont relevées dans le tableau suivant.

Tableau I.1: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (Bakalowicz, 1979)

Minéral	Composition	Constante de dissociation
Calcite	CaCO <sub>3</sub> rhomboédrique	3.8 10 <sup>-9</sup>
Aragonite	CaCO <sub>3</sub> orthorhombique	6.09 10 <sup>-9</sup>
Magnésite	MgCO <sub>3</sub>	5.75 10 <sup>-9</sup>

Dans les karsts classiques aussi appelés gravifiques par Mangin (1975), l'élément qui provoque le processus de karstification est la circulation de l'eau par gravité. Cette eau s'est chargée en CO<sub>2</sub> pendant son infiltration dans le sol. Elle possède donc un potentiel de karstification (Bakalowicz, 1986) défini par un « moteur » de l'écoulement souterrain (charge hydraulique, fixée par la morphologie) et un pouvoir de dissolution (fixé par le CO<sub>2</sub> dissous). Si l'un ou l'autre est nul (= absent), le potentiel de karstification est nul.

Par définition, le potentiel de karstification étant dépendant de la pluviométrie et de l'activité végétale de la région étudiée, le climat va avoir une influence importante sur le cycle du carbone dans les aquifères karstiques. Il sera toujours nécessaire de connaître les conditions climatiques et hydrologiques d'une étude avant de tirer des conclusions ou de faire des comparaisons.

Une fois que les conduits se sont créés pour drainer l'eau souterraine jusqu'à la source, le système karstique est soumis aux modifications des conditions climatiques et géologiques, comme tous les hydrosystèmes. L'histoire géologique des continents est marquée par des changements permanents des niveaux de base régionaux. Cela peut être lié à une variation du niveau marin (par exemple durant les périodes glaciaires du Quaternaire, l'océan global a été 120 m sous le niveau actuel), ou aux mouvements imposés par la tectonique des plaques, tels que la subsidence et la surrection à l'origine de la formation des chaînes de montagnes et des bassins. Ces variations modifient les conditions externes en augmentant ou en diminuant les capacités des écoulements souterrains à créer un réseau de conduits, ce qu'on appelle le Potentiel de Karstification ou PK.

La surrection produit un abaissement du niveau de base et une augmentation du PK qui permettent la création d'un nouveau réseau de conduits, l'ancien réseau étant abandonné au moins en partie et incorporé dans la zone d'infiltration : c'est ainsi que sont créées les grottes pénétrables par l'homme. Les conséquences sont variées, en fonction de la géométrie de la formation aquifère : capture de systèmes karstiques voisins, fragmentation en plusieurs systèmes, migration de la source dans une autre vallée, apparition de sources de trop-plein, etc., conduisant à une complexification du drainage et donc du fonctionnement du système.

La subsidence, quant à elle, provoque une remontée du niveau de base et une réduction du PK, produisant un ennoiment de la structure karstique par blocage, voire par colmatage. Les anciens réseaux de conduits ainsi noyés confèrent à l'aquifère un comportement à forte inertie (El Hakim, 2008) car ils constituent des structures de stockage de plusieurs centaines de millions de m<sup>3</sup>.

### **I.1.4 Notions de système ouvert et fermé**

Un système est dit ouvert sur un réservoir si les échanges de matière et d'énergie sont possibles avec celui-ci et à condition qu'il soit reconnu comme infini vis-à-vis de l'élément considéré. Il peut très bien s'agir d'un élément de la phase solide ou de la phase gazeuse (Clark and Fritz, 1997). Pour notre part, nous parlerons d'un système ouvert ou fermé vis-à-vis d'une phase gazeuse (CO<sub>2</sub>g du sol ou

de l'atmosphère). Dans le cas où le système carbonaté est dit ouvert sur le  $\text{CO}_2\text{g}$ , on considère alors que la pression partielle du  $\text{CO}_2$  dans la phase liquide ( $p\text{CO}_2$ ) est égale à la pression partielle du  $\text{CO}_2$  de la phase gazeuse, la loi de Henry fixant la valeur de l'équilibre.

Un système est dit fermé sur un réservoir lorsqu'il n'y a plus aucun échange de matière possible avec celui-ci (Clark and Fritz, 1997). Attention toutefois à ne pas confondre système fermé et système isolé.

En effet dans un système isolé tout échange de matière ou d'énergie est impossible (Wigley, 1975), alors qu'un système fermé sur le  $\text{CO}_2\text{g}$  du sol n'interdit pas les échanges entre les phases liquide et solide, puisque le système n'est pas fermé vis-à-vis de la matrice solide de l'aquifère.

A l'instar d'un système ouvert, nous avons dans ce cas et lorsque l'équilibre est atteint :

$$(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-}) = \text{constante (Figure I.1)}$$

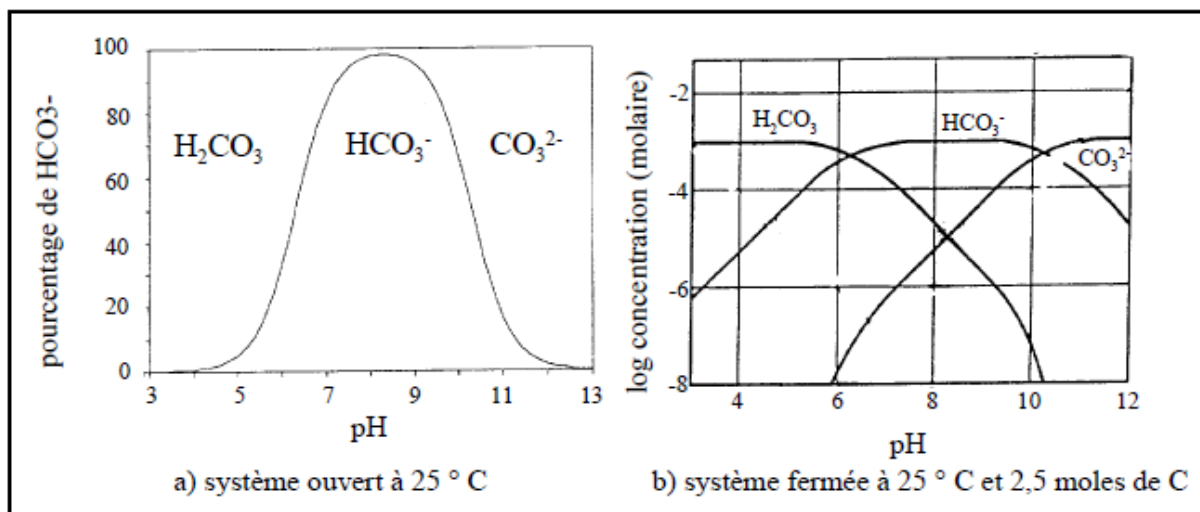


Figure I.1 : Répartition des espèces carbonatées en système ouvert ou fermé, d'après Stum et Morgan (1981).

### I.1.5 Structure et fonctionnement du système karstique

Cette partie décrit les systèmes karstiques et ses différents compartiments, ainsi que leur rôle dans le stockage et la circulation de l'eau. Les deux méthodes d'étude les plus répandues (études hydrodynamiques et hydrochimiques) sont également abordées.

Il existe une grande variabilité des systèmes karstiques en raison de leur diversité de structures et de fonctionnements. Il est possible de classer les systèmes karstiques en fonction

de la nature de leur impluvium et de la position de leur drain principal (état de karstification du massif) (Marsaud, 1996).

L'organisation de ce type de systèmes se définit en trois grandes parties représentées par la zone d'alimentation, la zone d'écoulement et la zone d'émergence.

**I.1.5.1 La zone d'alimentation** Selon la nature de l'impluvium, on distingue deux grands types de karst, à savoir (Figure I.2):

- **Le karst unaire** pour lequel l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrain karstique. L'infiltration diffuse à l'échelle du massif peut être lente ou rapide (Bakalowicz, 1995).

- **Le karst binaire** pour lequel l'impluvium est constitué de terrain karstiques et de terrains non karstiques imperméables. Le ruissellement sur les terrains non karstiques imperméables entraîne la concentration des écoulements avant infiltration dans le système.

Ces eaux sont drainées par l'intermédiaire de pertes et favorisent le développement d'une structure de drainage dans le système. L'infiltration concentrée est assimilable à de l'infiltration rapide (Bakalowicz, 1995). Cependant, si les terrains non karstiques sont perméables, leur influence peut se traduire par un écoulement retardé qui perturbe le retour au débit de base suite à une crue (Soulis, 1991). Enfin, quand les eaux ruissellent en surface avant d'entrer dans le système, elles peuvent apporter des particules fines favorisant le colmatage ou modifiant la signature des eaux du système.

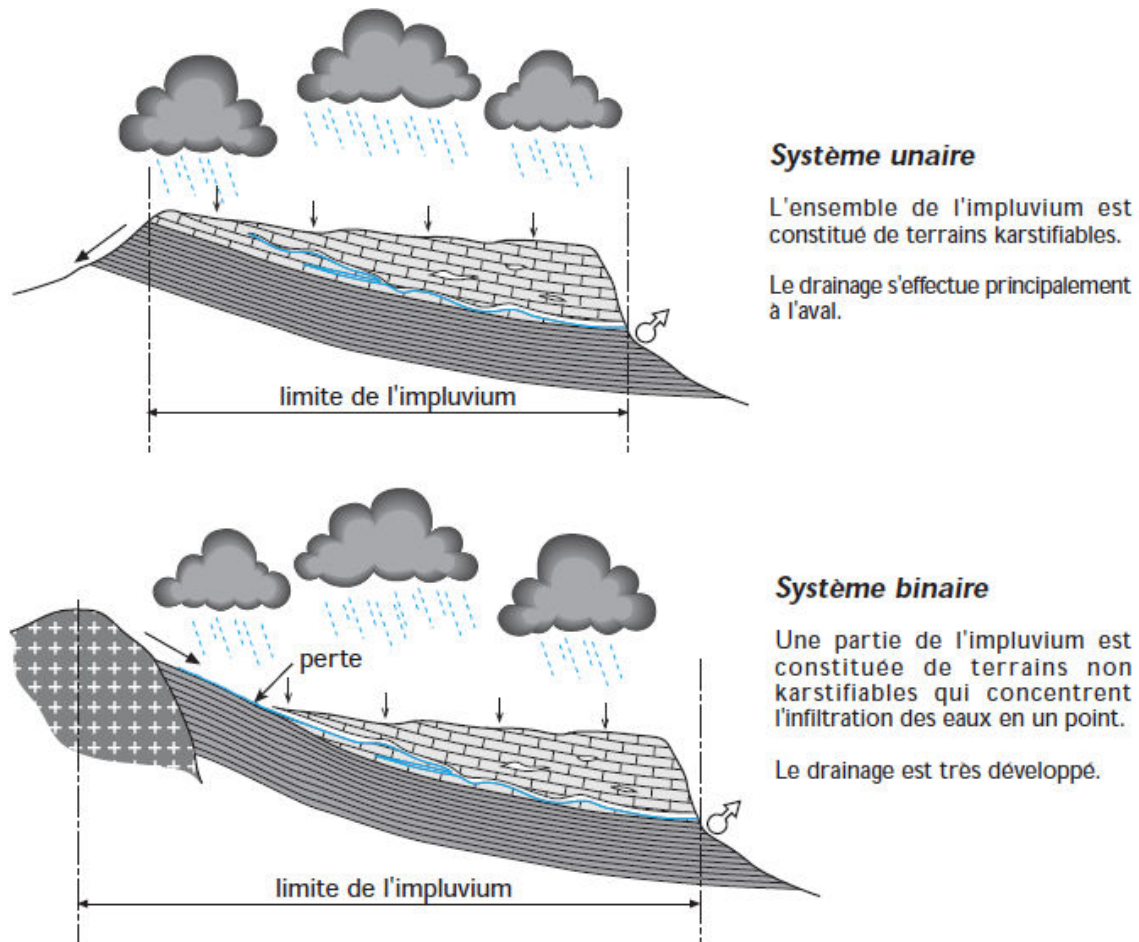


Figure I.2 Représentation d'un système karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996)

Plusieurs types d'infiltration peuvent être identifiés à la surface d'un même aquifère karstique. La Figure I.3 donne une représentation synthétique de ces différents types d'infiltration. On distingue deux types d'infiltration concentrée : (i) les zones de pertes, dans ce cas la zone vadose peut être alimentée en continu et le débit d'alimentation varie en fonction des précipitations et (ii) les dolines et zones de lapiez, dans ce cas la zone vadose est alimentée uniquement en période de précipitation. Un karst de type unaire peut donc comporter des zones d'infiltration concentrée, par l'intermédiaire des dolines et zones de lapiez.

Le karst noyé constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Il est constitué d'un réseau de drains ou axes de drainages (composant l'ossature du système) organisés et interdépendants qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, autour duquel s'organisent des réserves où l'écoulement est lent et assure la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure (Figure I.4) du karst noyé (karst jurassien) soit dans sa partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vaclusien).



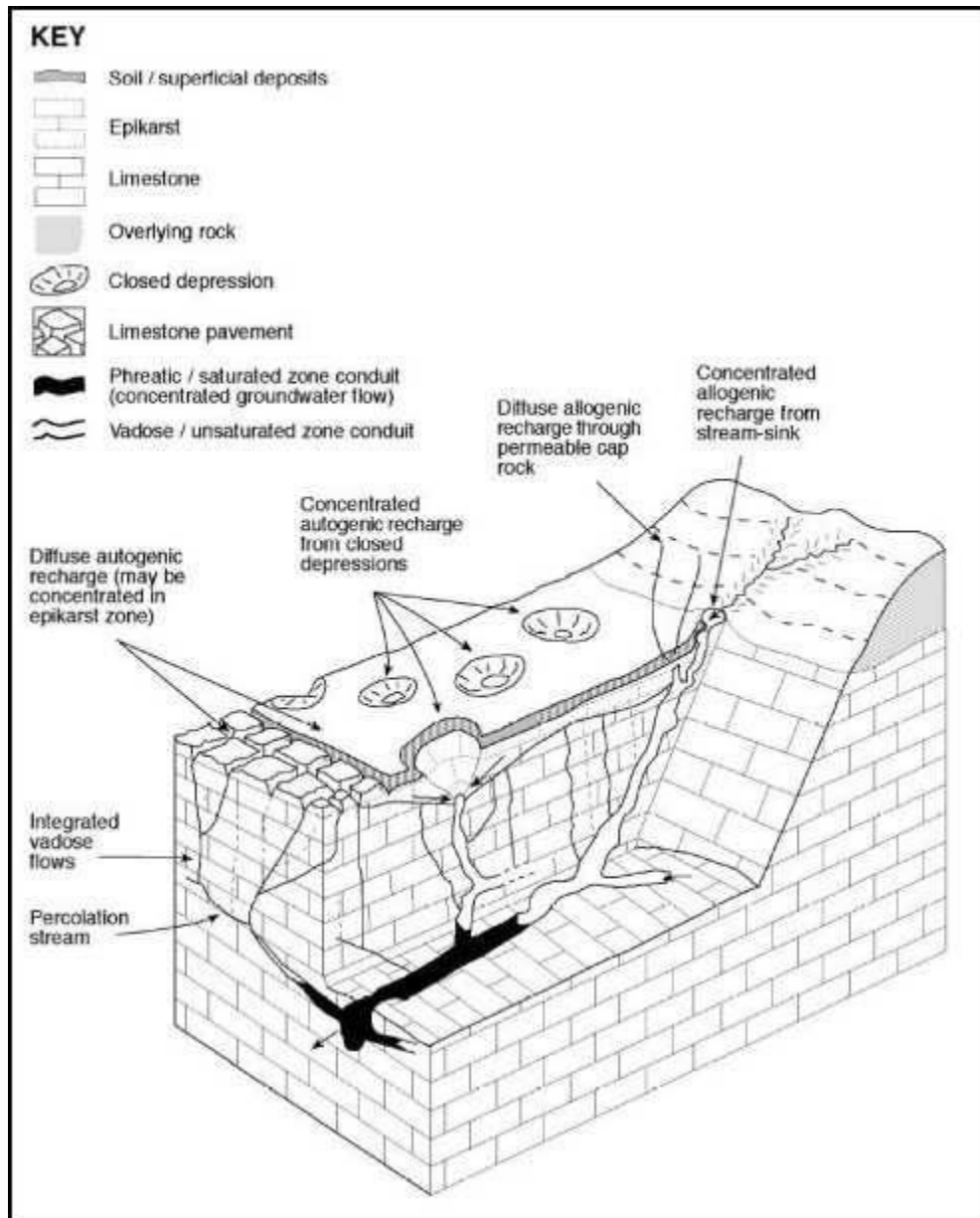


Figure I.3: Les différentes configurations d'infiltration dans un système karstique

(Goldscheider, 2004)

Il est communément accepté que la structure interne d'un système karstique s'organise verticalement en 2 sous-systèmes au sein desquels l'écoulement est structuré de manière différente (Figure I.4):

### I.1.5.2 La zone d'écoulement :

- **l'épikarst (EK)**, correspondant à la zone superficielle très perméable (zone de décompression) du massif karstique, À partir des dolines se développent des conduits verticaux, plus ou moins larges, comme les gouffres et les avens, traversant la zone d'infiltration en formant un dispositif « doline – puits (figure I.4). Entre ces axes drainant l'eau directement et rapidement dans la zone noyée, les fissures de la roche sont plus ou moins élargies par un simple effet mécanique de détente, surtout sur les versants des vallées, puis par l'action des racines des arbres, renforcée par la dissolution. C'est le domaine des lapiazs. Cette zone est discontinue, car elle est drainée latéralement par le dispositif doline – puits. Elle est également soutirée par infiltration lente dans les fissures de la roche, alimentant les concrétions souterraines, dont celles des grottes.

- **La Zone Non Saturée :**

Pour sa part, la Zone Non Saturée, sous-jacente au réservoir épikarstique et caractérisant la zone d'infiltration (figure I.4) proprement dite, se distingue par une bimodalité des infiltrations :

- **une infiltration différée** par un stockage à proximité de la surface dans l'épikarst, où l'eau est soumise aux processus biogéochimiques intervenant dans les sols (concentration par évapotranspiration des sels dissous apportés par les précipitations, échanges d'éléments dissous avec le complexe argilo-humique, production de CO<sub>2</sub>) ;
- **une infiltration directe, rapide**, par le dispositif doline – puits et les fractures les plus largement ouvertes, véritable ruissellement souterrain, responsable de la dissolution de la roche en profondeur (figure I.4);
- **une infiltration lente, diphasique**, c'est-à-dire constituée d'un mélange d'air et d'eau qui parcourt les fines fissures et la porosité de la roche. Elle est à l'origine de la dissolution de la roche carbonatée près de la surface et est responsable du transport du CO<sub>2</sub> dissous et gazeux dans l'ensemble de la zone d'infiltration (figure I.4);
- **une infiltration concentrée et rapide**, alimentée par des rivières s'écoulant sur des terrains non karstiques, se perdant au contact des calcaires (figure I.4).

Ces différentes modalités d'infiltration contribuent à la recharge de la zone saturée, ou karst noyé, en proportions variables dans l'espace et dans le temps.

### I.1.5.3 Le sous-système karst noyé : qui correspond à la zone saturée.

Le karst noyé (Figure I-5) constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Il est constitué d'un réseau de drains ou axes de drainages (composant l'ossature du système) organisés et interdépendants qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, autour duquel s'organisent des réserves où l'écoulement est lent et assure la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure (Figure I.6) du karst noyé (karst jurassien) soit dans sa partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vaclusien) (Figure I.6).

- **le karst Vaclusien**, pour lequel le drain principal se développe sous le niveau de base et de l'émergence (la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base). La Fontaine de Vaucluse a donné son nom à ce type de système. La structure de ce type de karst confère aux systèmes un potentiel de réserves noyées très important,

- **le karst Jurassien**, pour lequel le drain principal se développe à hauteur du niveau de base et de l'émergence (le réseau de drainage s'organise à proximité de ce même niveau). Ces systèmes ont par conséquent un potentiel de réserves noyées beaucoup plus réduit que les systèmes vaclusiens.

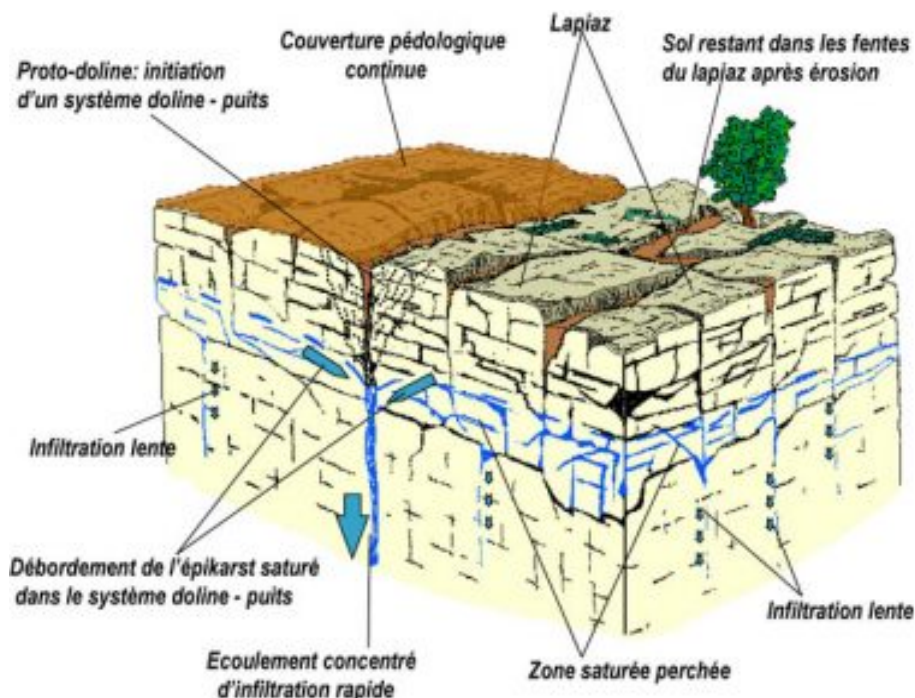


Figure I-4: Le paysage karstique (Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires - Encyclopédie de l'environnement)

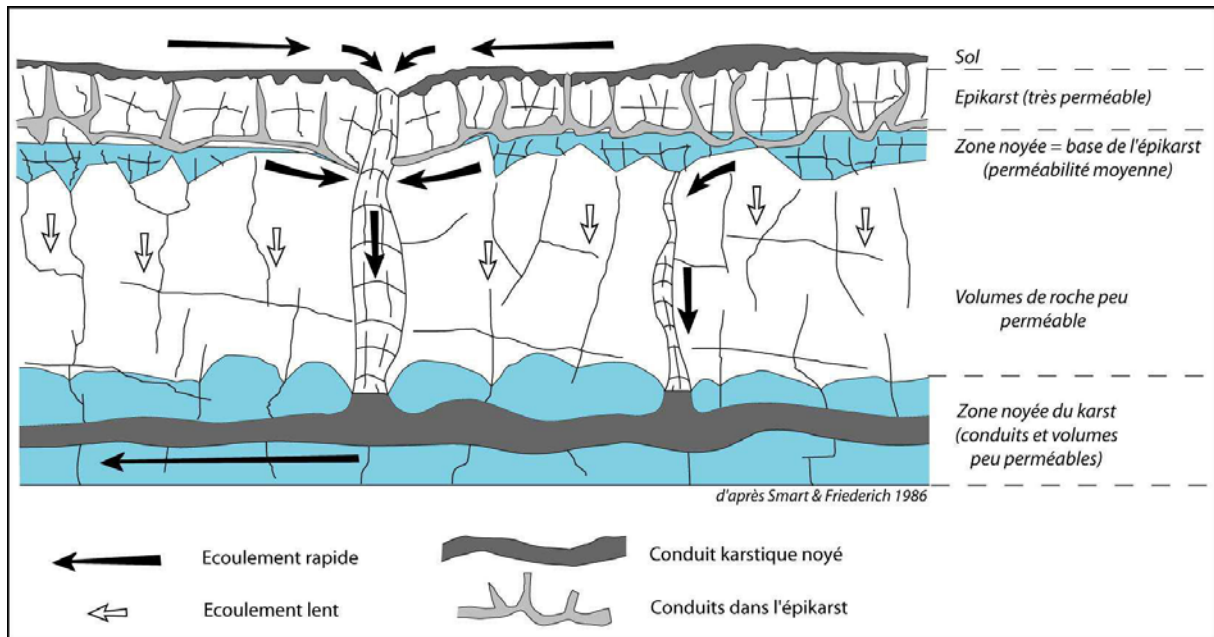
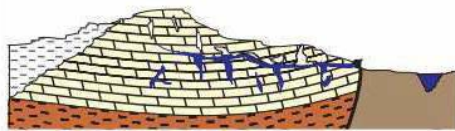


Figure I.5 Les écoulements en système karstique d'après Charmoille (2005) (modifié d'après Smart et Friedrich,(1986)



### Système jurassien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire.



### Système vaclusien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise sous le niveau de l'exutoire.

Figure 1.6 : Représentation d'un système karstique jurassien et vaclusien (Marsaud, 1996).

### I.1.6 Schéma fonctionnel du karst

Marsaud (1996) propose une classification des karsts en 3 types :

- Type 1 : karst pour lequel le développement de la karstification n'est pas suffisant afin que les écoulements se démarquent de ceux d'un système fissuré. L'absence d'organisation des écoulements se traduit par l'absence d'un exutoire principal individualisé au profit d'un nombre important de petites sources.
- Type 2 : karst classique qui comporte une organisation des écoulements et un étagement des différentes parties bien identifiées.
- Type 3 : karst non fonctionnel pour lequel la structure karstique, même si elle est présente et développée, n'est plus active. La faiblesse du potentiel hydraulique et de la vitesse des écoulements entraîne une homogénéisation des fonctions capacitatives et transmissives. Le système se comporte alors comme un milieu poreux homogène et continu. Ce type correspond aux karsts profonds des bassins sédimentaires et aux karsts fortement colmatés.

Bien qu'une multitude d'approches aient été développées, la modélisation conceptuelle d'un système karstique est généralement abordée selon deux grands points de vue :

**I.1.6.1 Approche fonctionnelle** : initiée par Mangin (1975). A partir de l'analyse d'hydrogrammes (variations temporelles). Il considère le système comme une boîte noire, les données d'entrées et de sorties sont connues (Figure I.7). Ces interprétations permettent de déduire des informations de paramétrisation du système (telles que les capacités de stockage, effet mémoire, degré de karstification, caractéristiques de l'infiltration). La définition du fonctionnement s'appuie donc sur une démarche pluridisciplinaire : études physiques, hydrodynamiques, hydrochimiques, géomorphologiques... L'inconvénient de cette approche est que la validation n'est pas possible, les mécanismes réels restant inconnus.

Le karst noyé possède une très forte hétérogénéité de perméabilité, avec des coefficients de perméabilité variant de  $10^{-7}$  à  $10^{-1}$  m/s. Cette hétérogénéité n'est pas distribuée au hasard. Elle est organisée autour de conduits (voir figures 4 et 5), des axes à très forte perméabilité, en réseau hiérarchisé, à la manière des réseaux de rivières. Des circulations d'eau s'établissent entre ces drains et leur environnement où l'eau circule moins vite et se stocke. Ce sont des zones à plus faible perméabilité, constituées par les pores et les fissures de la roche, dans ce qui est dénommé « matrice » ou « blocs matriciels ». Ce sont également des vides karstiques de grandes dimensions, constituant des réservoirs élémentaires, indépendants les uns des autres. Mangin, A. (1975) a dénommé ces réservoirs des Systèmes annexes au drainage (SAD) (figure I.7)

Les SAD sont des cavités créées dans la zone noyée à la base des axes d'infiltration rapide. Ils sont connectés aux conduits par des zones drainantes à fortes pertes de charge dues soit à la complexité des conduits, soit au fait que seule la fissuration originelle assure la continuité hydraulique. Cette situation favorise des variations piézométriques de grande amplitude dans les SAD et les blocs matriciels, de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres entre le niveau de crue et celui d'étiage, alors qu'elles sont bien plus faibles dans les conduits. Les écoulements se produisent selon les relations de charge respectives tantôt des conduits vers les SAD ou les blocs matriciels, tantôt en sens inverse. Ainsi, le milieu karstique possède deux types de vides remplissant des fonctions hydrodynamiques différentes, le **drainage** et le **stockage**, dont Mangin a proposé une représentation schématique (figure 10).

Alors que le schéma proposé par Emblanch (Figure I.7) donne un rôle beaucoup plus important à l'épikarst et à la Zone Non Saturée de l'aquifère dans son fonctionnement.

En effet, pour Mangin (1975) et Bakalowicz (1979), les écoulements liés à ces deux sous-ensembles ne participent aux écoulements globaux qu'en période de crues avant de disparaître plus ou moins rapidement, laissant place à l'étiage hydrodynamique ou tarissement caractérisé par la seule participation du réservoir final (avec toutes ses connexions hydrauliques que sont les SAD).

Or, ces dernières années, plusieurs auteurs dont notamment Mudry (1987), Puig (1987), Lastennet (1994), Emblanch (1997, 2006) et Batiot (2002) ont pressenti et mis en évidence un soutien d'étiage permanent (à Fontaine de Vaucluse) par des eaux provenant de la Zone Non Saturée de l'aquifère. Ce résultat implique que pour des systèmes karstiques ayant les mêmes caractéristiques que celui de Fontaine de Vaucluse (dont la zone non saturée est épaisse) et sous un climat identique (pas de période sans précipitation significative supérieure à quelques mois), le tarissement semble être un phénomène exceptionnel (Emblanch, 1997).

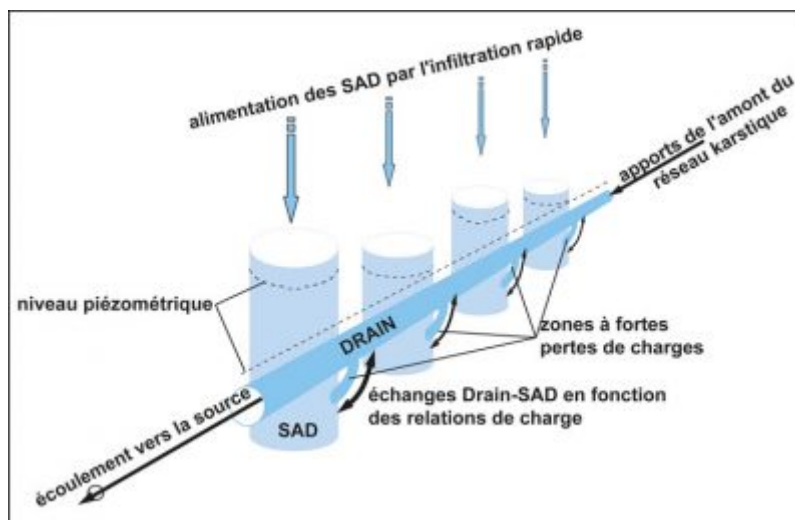


Figure I.7 : Modèle simplifié du karst noyé (MARSAUD, 1996)

De plus, l'étude réalisée par Emblanch a permis d'apporter des précisions sur le fonctionnement de la zone noyée. En effet, il démontre qu'à la Fontaine de Vaucluse, lors des montées de crues, on observe une arrivée d'eau à long temps de séjour dans la zone noyée enrichie en  $^{13}\text{C}$  et en magnésium (Emblanch, 1999). Afin d'expliquer ce phénomène, Emblanch propose plusieurs hypothèses :

- soit il y a coexistence de plusieurs zones noyées emboîtées, idée évoquée par Mangin (1975) pour la Fontaine de Vaucluse en conclusion d'une étude hydrodynamique, ou encore le fonctionnement des " réserves suspendues " proposée par Lastennet (1994). L'ensemble de ces zones noyées est soumis à l'infiltration (rapide et lente) permettant les fortes mises en charge lors des montées de crues. Certaines d'entre elles ont cependant un fonctionnement par trop plein et ne participent massivement à l'écoulement que de façon ponctuelle. Il en résulte un temps de séjour moyen de l'eau.

- soit il s'agit d'une même zone noyée, mais on peut lors des fortes mises en charge mobiliser momentanément de l'eau issue d'une fracturation de deuxième ordre, qui n'est habituellement pas mobilisée. Cette fracturation se caractérise par la prédominance de sa fonction capacitive sur sa fonction transmissive. Par ailleurs, cette fracturation de deuxième ordre ne peut pas être assimilée aux systèmes annexes au drainage puisque selon Mangin (1975) : " Les systèmes annexes ne sont absolument pas synonymes de réseau de fentes, de fissures. Il existe à leur niveau des cavités de grandes dimensions ". Dans la réalité, il est fort probable que les deux phénomènes coexistent. On en arrive alors à un schéma de la zone noyée du type de celui de la Figure I.8 Cette représentation synthétique simplifie volontairement la réalité mais c'est le principe de fonctionnement qui est intéressant.

L'interface entre ces deux compartiments évolue au cours du temps et une surface libre peut exister. Cette zone de battement entre zone vadose et zone saturée est le siège d'une karstification importante.

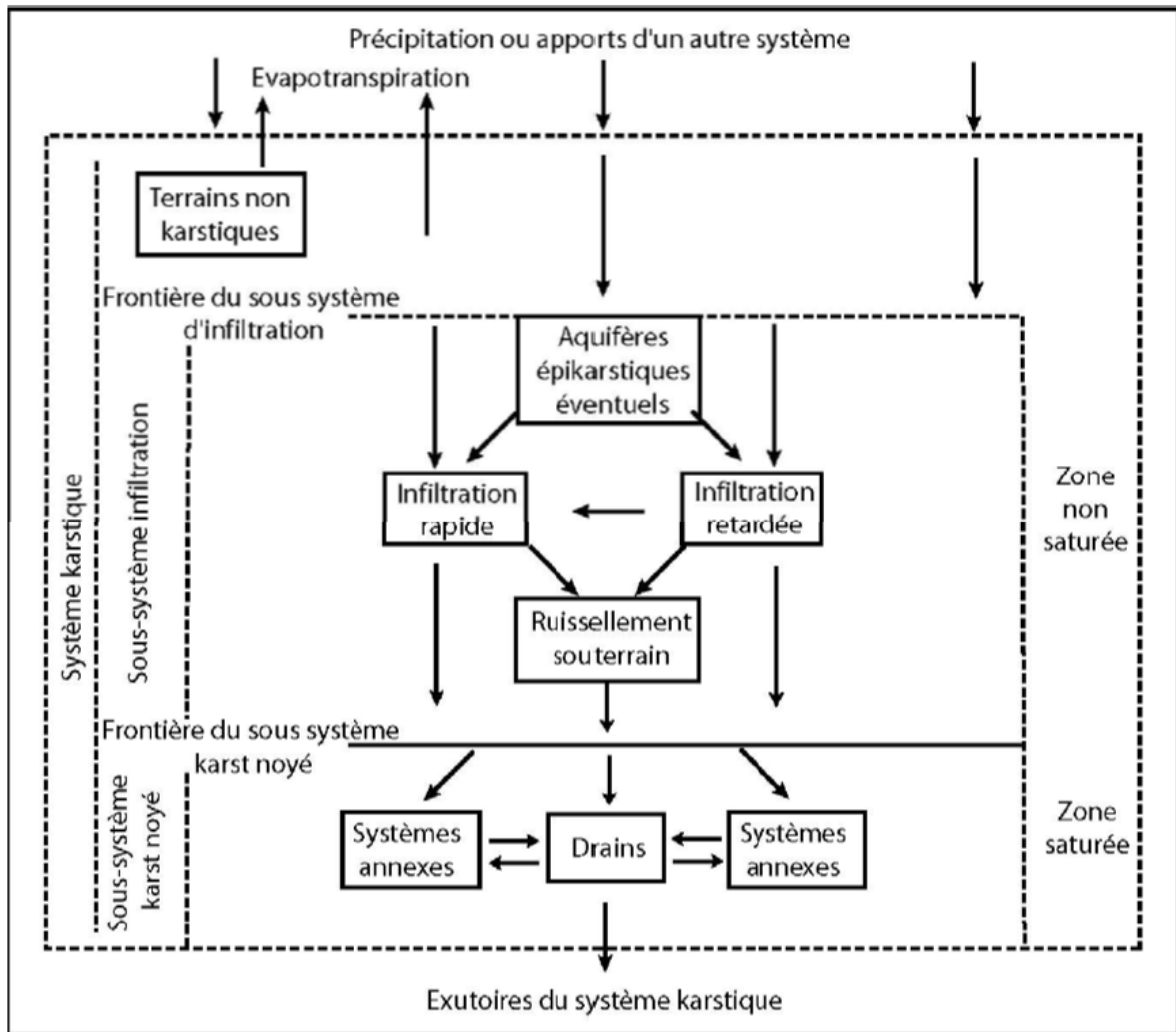


Figure I.8 : Schéma de fonctionnement général des karsts (Mangin, 1975)



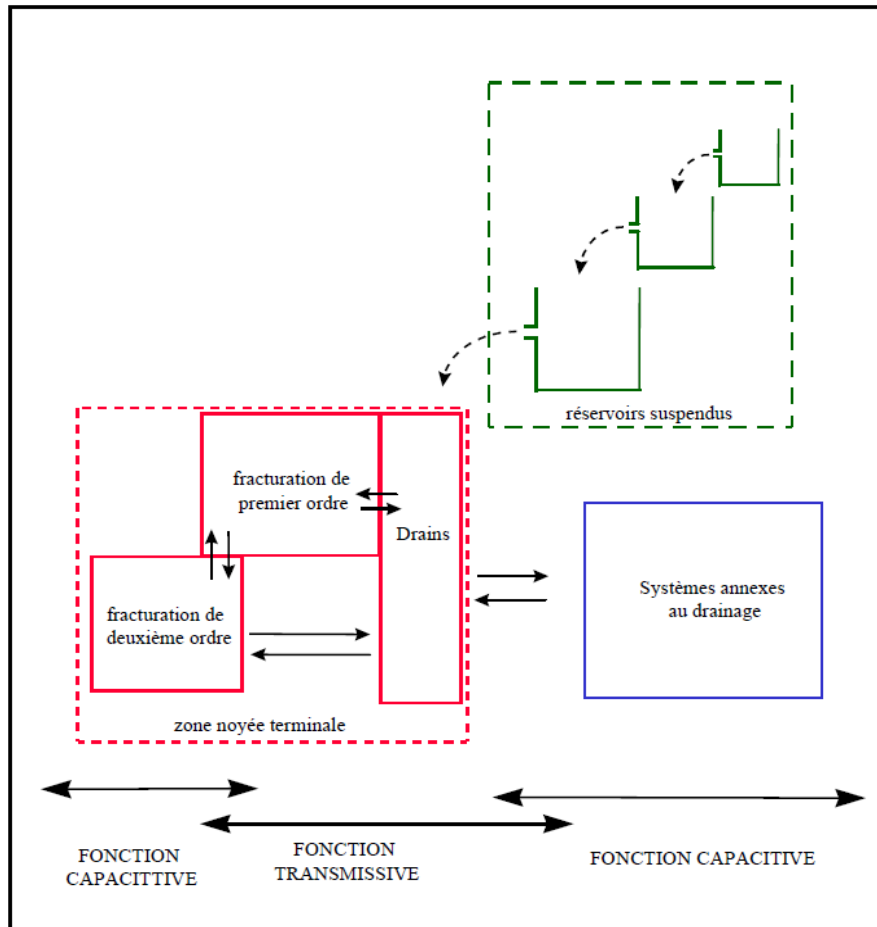


Figure I.9 : Schéma de fonctionnement des aquifères karstiques proposé par Emblanch (1997).

**Approche structurelle:** développée par Drogue (1969, 1971) et Kiraly (1975). Le système karstique est représenté par un réseau de conduits (forte perméabilité) qui est inclut dans un milieu fissuré à faible perméabilité. Le schéma conceptuel de Drogue (1969) (Figure I.10) est constitué de blocs fissurés séparés par des conduits permettant le drainage du système. Dans ce schéma on retrouve donc un bloc capacitif à faible drainage et fort volume (Low Permeability Volume) opposé à un drain transmissif à fort drainage et faible volume.

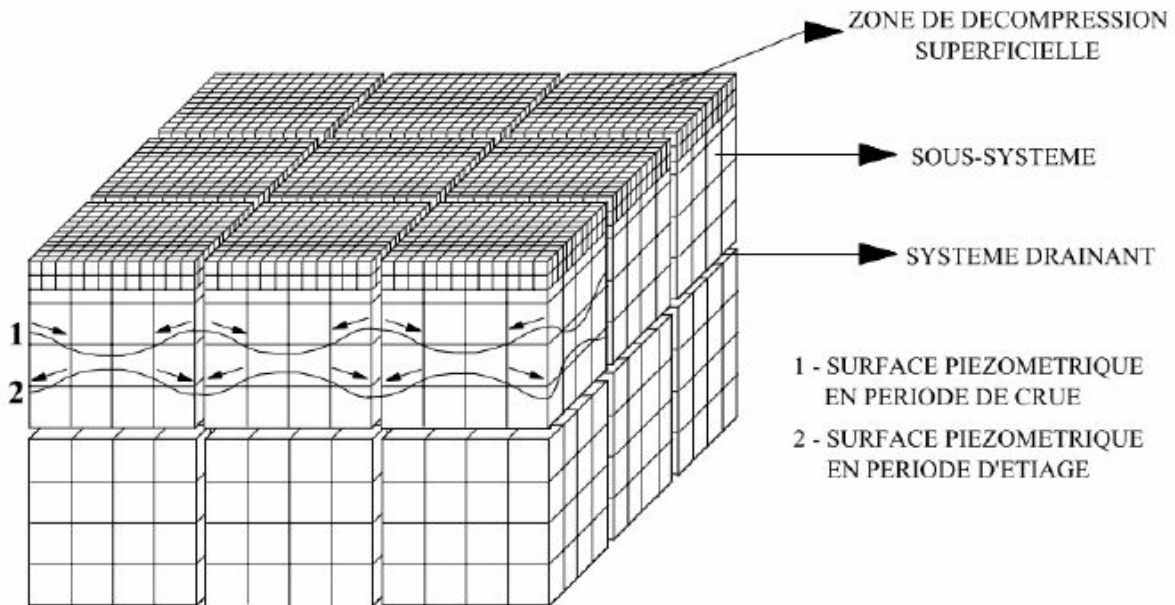


Figure I.10 : Schéma conceptuel du karst selon Drogue (1969)

### I.1.6 - Hydrochimie des aquifères karstiques

#### A. Faciès chimique des eaux du karst

L'eau contenue dans les milieux naturels souterrains réagit avec son environnement (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). Selon le type d'aquifère, la nature de l'encaissant, l'origine de l'eau, les conditions physicochimiques du milieu, plusieurs faciès d'eau sont différenciables (Figure I.11).

Les eaux issues des aquifères karstiques ont un faciès chimique bicarbonaté calcique comme le montre le diagramme de Piper (Figure I.10). L'écoulement dans ce type d'aquifère est typiquement un écoulement de fractures. La différence avec les aquifères purement fracturés intervient en terme d'hydrochimie. Dans les aquifères fracturés cristallins, lors du passage de l'eau dans une fracture encore intacte, il y a interaction eau/roche avec l'assemblage minéralogique complexe des roches cristallines. Il se développe alors un assemblage minéralogique de type hydrothermal dans le plan de fracturation. Cet assemblage minéralogique de plans de fractures diffère alors de celui de la matrice rocheuse (Kilchmann et al., 2004).

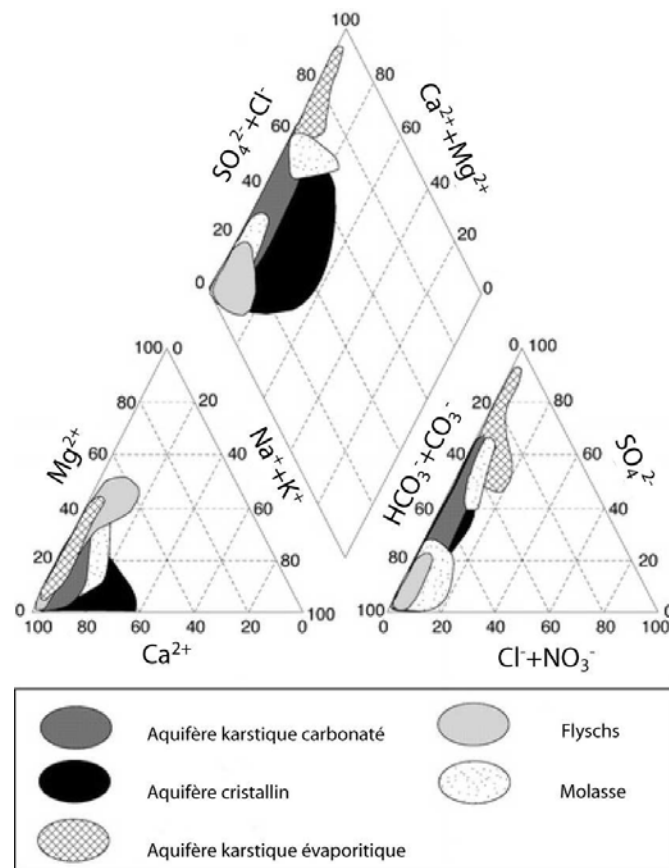
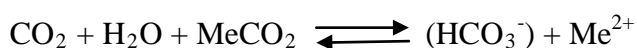


Figure I.11 : Diagramme de Piper montrant la distribution des principaux éléments majeurs présents dans l'eau en provenance de différents types d'aquifères alpins suisses (Kilchmann et al., 2004)

## B. Les dissolutions et précipitation des roches carbonatées

Une fois chargées en  $\text{CO}_2\text{g}$ , les eaux acides sont capables de dissoudre les roches carbonatées suivant une réaction triphasique (roches carbonatées, eau et  $\text{CO}_2$ ), chacune de ces phases étant le siège d'une chaîne d'équilibre (Figure I-1), dont l'équation générale est la suivante :



Où Me représente un cation bivalent,  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$

La mise en solution du  $\text{CO}_2\text{g}$  et la dissolution de la roche entraînent la formation d'espèces carbonatées dissoutes ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$ ) dont la somme constitue le Carbone Minéral Total Dissous (CMTD). Cette équation représente l'équation bilan du système calco-carbonique (Roques, 1962 ;Bakalowicz, 1979) résultant de 9 réactions distinctes. De façon classique, la dissolution d'un solide dans un fluide se décompose en cinq étapes : (1) le transport des réactifs vers la surface du minéral, (2) l'adsorption des réactifs à la surface, (3) la réaction chimique de surface, (4) la désorption des produits de la surface et (5) le transport des produits loin de la surface. Bien entendu, le temps de mise à l'équilibre de l'ensemble du

système sera conditionné par la vitesse de réaction la plus lente (étape limitante). Aussi la cinétique de dissolution peut-elle être contrôlée par le transport des réactifs (1ère et dernière étape), ou par les réactions de surface (étapes intermédiaires).

A l'interface air-liquide, l'équilibre entre le  $\text{CO}_2\text{g}$  et l'eau peut mettre de quelques minutes à quelques heures à se réaliser. En effet, dans le cas de la mise en solution du  $\text{CO}_2\text{g}$ , l'équilibre entre  $\text{CO}_2$  et  $\text{HCO}_3$ , pour des eaux à pH compris entre 7 et 9, est atteint à 99 % en 100 secondes (Dreybrodt, 1998). A l'inverse, dans le cas d'un dégazage, la réaction est beaucoup plus lente et l'équilibre peut mettre plusieurs heures à se réaliser (Roques, 1964).

En revanche, à l'interface liquide-solide, l'équilibre entre l'eau et le carbonate est très long et peut être atteint en plusieurs mois, et ce même si une part importante du carbonate est mise en solution en quelques heures. Ce laps de temps dépend non seulement de la  $\text{pCO}_2$  mais aussi de la nature de la phase solide. En effet, avec une faible  $\text{pCO}_2$ , il faut compter sur une période de plusieurs mois pour approcher l'équilibre alors qu'avec une forte  $\text{pCO}_2$ , quelques jours sont nécessaires. De plus, la lithologie ainsi que la texture de la roche vont jouer un rôle essentiel car plus celle-ci est riche en dolomite, plus l'équilibre sera long à atteindre (Drever, 1988). Chou *et al.* (1989) ont montré que, parmi les carbonates simples, la calcite ( $\text{CaCO}_3$ ), l'aragonite ( $\text{CaCO}_3$ ), et la whiterite ( $\text{BaCO}_3$ ) ont des comportements cinétiques similaires, indiquant que la nature du cation joue un rôle mineur dans le mécanisme de dissolution. Toutefois, la vitesse de dissolution de la magnésite ( $\text{MgCO}_3$ ) est beaucoup plus faible, ceci étant probablement dû à la difficulté d'hydratation de  $\text{MgCO}_3$  et de déshydratation du  $\text{Mg}^{2+}$ . Dans le cas des doubles carbonates, telle la dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), la cinétique et les mécanismes de dissolution sont plus compliqués (figure I.12).

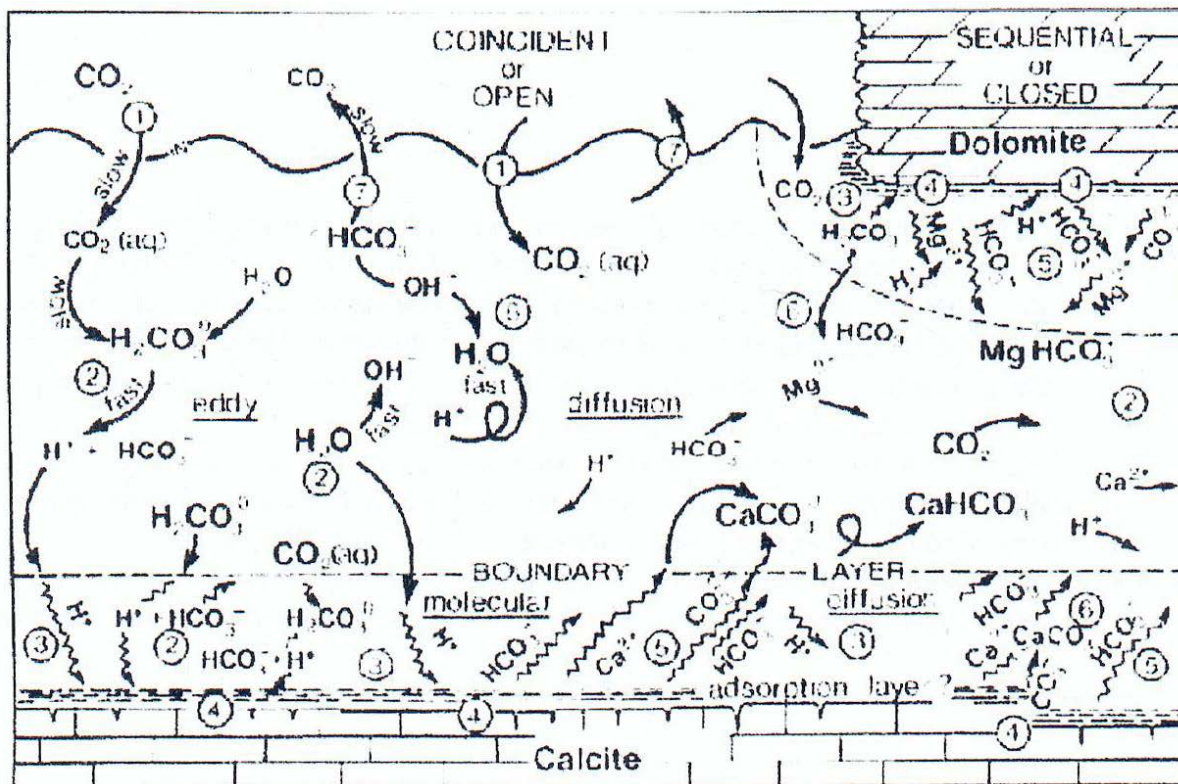


Figure I.12 : Espèces et réactions impliquées dans la dissolution de la calcite et de la dolomite (Ford et Williams, 1989)

La circulation de l'eau au sein de l'aquifère, par l'intermédiaire d'un gradient, est alors définie comme une condition nécessaire et suffisante qui détermine l'existence ou non d'une karstification. Il y a donc une compétition entre la vitesse de dissolution et la dynamique des écoulements. Ce dernier point souligne une autre particularité de la karstification à savoir, le phénomène d'auto organisation des vides. Celle-ci permet la hiérarchisation des vides et « l'élaboration de tout un réseau de drainage souterrain » (Bakalowicz, 1976).

L'utilisation de la relation indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS<sub>calcite</sub>) et la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) donne une idée de l'état d'équilibre de la solution avec l'encaissant. En effet, l'étude de la pCO<sub>2</sub> et de l'indice de saturation est particulièrement adaptée à une première approche hydrodynamique des systèmes étudiés.

- L'indice de saturation (IS<sub>calcite</sub>) ou dpH (pH<sub>mesuré</sub> - pH<sub>calculé</sub>) nous renseigne sur l'état d'équilibre des systèmes, donc sur les conditions d'écoulement existant dans le milieu.

$$ISc = \log [IAP (T) / Kc (T)] \# dpH = pH_{mesuré} - pH_{calculé}$$

Avec IAP (T) : Produit d'activité ionique (à la température de l'échantillon)

Kc (T) : Constante d'équilibre de la calcite (à la température de l'échantillon)

pH<sub>calculé</sub> : pH calculé à l'équilibre

pH<sub>mesuré</sub> : pH mesuré sur le terrain

## Chapitre I : Caractérisation d'un système karstique : généralités

Si  $dpH = 0$  ou ( $I_{\text{Scalcite}} = 0$ ) la solution est à l'équilibre ;

$dpH < 0$  ou ( $I_{\text{Scalcite}} < 0$ ), la solution est sous-saturée et il y a dissolution des carbonates ;

$dpH > 0$  ou ( $I_{\text{Scalcite}} > 0$ ), la solution est sursaturée et il y a précipitation de carbonates.

• La  $pCO_2$  équilibrante correspond à la  $pCO_2$  d'une phase fictive associée à la solution pour laquelle on suppose tous les équilibres du tableau I.2 atteints aux valeurs mesurées de pH et de  $HCO_3^-$  sur le terrain.

$$pCO_2 = \frac{aHCO_3^- * aH^+}{K_1(T) * KCO_2(T)}$$

Avec :

$aCO_3^{2-}$  et  $aH^+$  : Activité des ions

$K_1(T)$  : Constante de dissociation de  $H_2CO_3$

$KCO_2(T)$  : Constante de la loi de Henry.

Tableau I.2 : Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique, d'après (Olive, 1976) et (Bakalowicz, 1982). Avec (X) = activité de X et T = Température en degré Celsius.

EQUILIBRES	CONSTANTES D'EQUILIBRES
<b>Entre phase liquide et phase gazeuse</b>	
Dissolution ou dégazage de CO <sub>2</sub> (1) (CO <sub>2</sub> ) <sub>gaz</sub> ⇌ (CO <sub>2</sub> ) <sub>aq</sub>	$K_H = \frac{(CO_2)_{aq}}{pCO_2}$
<b>Dans la phase liquide</b>	
Hydratation du CO <sub>2</sub> CO <sub>2</sub> +nH <sub>2</sub> O ⇌ (CO <sub>2</sub> , nH <sub>2</sub> O) Ionisations : (2) (CO <sub>2</sub> , nH <sub>2</sub> O) +pH <sub>2</sub> O ⇌ HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> (n-p-1)(H <sub>2</sub> O) (3) HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + H <sub>2</sub> O ⇌ CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	$K_1 = \frac{(HCO_3^-)(H_3O^+)}{(CO_2)_{aq}}$ avec $pK_1 = 1,1 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 - 0,012 \cdot T + 6,58$ $K_2 = \frac{(CO_3^{2-})(H_3O^+)}{(HCO_3^-)}$ avec $pK_2 = 9 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 - 0,0137 \cdot T + 10,62$
Formations des paires d'ions : (4) HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + Me <sup>2+</sup> ⇌ MeHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> (5) CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + Me <sup>2+</sup> ⇌ MeCO <sub>3</sub> <sup>0</sup>	$K_3 = \frac{(MeHCO_3^+)}{(HCO_3^-)(Me^{2+})}$ $K_4 = \frac{(MeCO_3^0)}{(CO_3^{2-})(Me^{2+})}$
Dissociation de l'eau (6) 2H <sub>2</sub> O ⇌ H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> + OH <sup>-</sup>	$K_e = (H_3O^+)(OH^-) = 10^{-14}$
<b>Entre phase liquide et phase solide</b>	
Dissociation ou précipitation du carbonate (7) MeCO <sub>3</sub> ⇌ CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + Me <sup>2+</sup>	$K_s = \frac{(Me^{2+})(CO_3^{2-})}{(MeCO_3)}$ avec, pour Ca <sup>2+</sup> $pK_2 = -13,87 + (3059/T) + (0,0435 \cdot T)$

## C. Les traceurs géochimiques naturels et artificiels

### 1. Les traceurs géochimiques naturels

En domaine karstique, les caractéristiques hydrogéochimiques des eaux souterraines résultent de l'interaction eau-roche déterminées par : (i) la lithologie de l'aquifère, (ii) le temps de résidence dans le système karstique, (iii) les conditions d'écoulement des eaux dans le massif, (iv) l'influence anthropique, (v) les conditions hydrologiques. De nombreux travaux traitent des relations entre les processus hydrogéochimiques et les caractéristiques du karst (Bakalowicz, 1994 ; Vaute *et al.*, 1997 ; Petelet *et al.*, 1998 ; Perrin *et al.*, 2003a ; Perrin *et al.*, 2003b ; Barbieri *et al.*, 2005 ; Peyraube *et al.*, 2012 Bicalho *et al.*, 2012 ; Houillon *et al.*, 2017 ; Brkic *et al.*, 2018 ; Filippini *et al.*, 2018). Des travaux complémentaires montrent l'intérêt de l'utilisation du traçage géochimique naturel pour la détermination de : (i) la réactivité de l'aquifère, (ii) la vulnérabilité des aquifères karstiques, (iii) les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, (iv) la datation des eaux (Lastennet, 1994 ; Lastennet et

Mudry, 1997 ; Emblanch *et al.*, 1998 ; Katz *et al.*, 1998 ; Nativ *et al.*, 1999 ; Batiot *et al.*, 2003b ; Pulido-Leboeuf *et al.*, 2003 ; Négrel & Petelet-Giraud, 2005 ; Hébrard *et al.*, 2006 ; Adinolfi Falcone *et al.*, 2008 ; Bouchaou *et al.*, 2008 ; Silva-Filho *et al.*, 2009 ; Mudarra et Andreo, 2011 ; Nicolini *et al.*, 2016 ; Ayadi *et al.*, 2018 ). Les résultats fournis par les traceurs géochimiques naturels peuvent permettre d'alimenter la réflexion d'hydrogéologues pour le développement de modèles hydrodynamiques conceptuels.

- **Les traceurs des interactions eau-roche et du temps de résidence**

Les compositions en éléments chimiques présents dans les eaux souterraines reflètent pour partie la composition minéralogique de la roche mère traversée par l'eau. La matrice détermine et influence le faciès chimique de l'eau. En domaine karstique, les eaux possèdent généralement un faciès bicarbonaté calcique, si la roche mère est composée de calcaire. Le type d'eau sera plus magnésien si la roche mère possède une fraction plus importante de dolomite. Certains types d'eaux peuvent être marqués par une signature plus sulfatée ou chlorurée lors de la présence de minéraux évaporitiques (Vengosh *et al.*, 2000 ; Sánchez-Martos *et al.*, 2002 ; Baioni et Tramontana, 2015 ; Gil-Márquez *et al.*, 2017 ; Linares *et al.*, 2017). Cette signature n'est pas retrouvée dans notre région d'étude et ne nécessite pas un développement exhaustif. Pour plus d'information, le lecteur pourra se référer aux travaux de Faillat & Puradimaja (1995), Kloppmann *et al.*, (2001), Ghabayen *et al.*, (2006), Hébrard *et al.*, (2006) ou encore Bicalho *et al.*, (2012).

**Le magnésium** ( $Mg^{2+}$ ) est un bon indicateur du temps de résidence en milieu karstique, lors d'absence de dolomie, due à la faible cinétique de dissolution de la dolomite ( $K_s = 5.75 \cdot 10^{-9}$  d'après Bakalowicz, 1979). De nombreuses études ont montré l'utilité d'une utilisation du  $Mg^{2+}$  pour tracer le temps de résidence des eaux souterraines (Plummer *et al.*, 1978 ; Edmunds & Smedley, 2000 ; Fairchild *et al.*, 2000 ; López-Chicano *et al.*, 2001 ; Batiot *et al.*, 2003a ; McMahon *et al.*, 2004 ; Moral *et al.*, 2008 ; Mudarra *et al.*, 2012). Lors de la présence de dolomie, le  $Mg^{2+}$  ne devient plus un traceur du temps de résidence mais un traceur d'origine des masses d'eau (Mudarra et Andreo, 2011 ; Lorette *et al.*, 2016, 2018a).

Depuis les dernières décennies, la concentration en **oxygène dissous** ( $O_2$ ) dans l'eau n'a reçu que peu d'attention. Du fait de la bonne connexion avec l'atmosphère, l'aquifère karstique possède généralement des eaux à caractère oxique (Perrin *et al.*, 2007 ; Mahler *et al.*, 2011 ; Musgrove *et al.*, 2011). Depuis peu, l'amélioration de la mesure de la concentration en oxygène dissous dans les eaux souterraines permet l'utilisation de ce paramètre pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques. Peu de travaux à des fins hydrogéologiques existent dans la littérature (Estefanía Lazo-Herenda *et al.*, 2011 ; Mahler et



Bourgeois, 2013). Ce paramètre peut cependant être pertinent et ouvrir des perspectives sur l'utilisation d'un nouveau traceur naturel.

- **Les traceurs de l'infiltration et de l'influence anthropique**

Les traceurs de l'infiltration peuvent être utilisés pour déterminer le fonctionnement hydrogéologique d'un système karstique ou pour évaluer sa vulnérabilité.

Les principaux traceurs de l'infiltration couramment utilisés dans la littérature sont : (i) le carbone organique, (ii) le nitrate, (iii) les éléments bactériologiques ; (iii) les chlorures ; (iv) la turbidité. De nouveaux polluants émergents tels que les produits pharmaceutiques, certains pesticides, et les micro-polluants organiques sont utilisés pour identifier les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Einsiedl et *al.*, 2006 ; Schwarz et *al.*, 2011 ; Schiperski et *al.*, 2015b), mais ne sont pas utilisés dans ces travaux.

**Le carbone organique dissous** (COD) est la partie dissoute dans l'eau du carbone organique totale. Il est utilisé en combinaison des traceurs géochimiques et isotopiques pour déterminer le fonctionnement des aquifères karstiques (Emblanch et *al.*, 1998). Les travaux de Batiot (2002) montrent que l'intérêt d'utilisation du COD comme traceur naturel de l'infiltration en complément des autres traceurs couramment utilisés ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\delta^{13}\text{C-CID}$ ). Ce traceur naturel permet donc de suivre les modalités d'infiltration des eaux en milieu karstique, de différencier les écoulements lents des écoulements rapides, de déterminer l'origine de la matière organique, mais aussi de préciser le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère (Batiot et *al.*, 2003 ; Celle-Jeanton et *al.*, 2003 ; Mudarra et Andreo et *al.*, 2011 ; Charlier et *al.*, 2012).

**L'ion nitrate** ( $\text{NO}_3^-$ ), est la forme la plus mobile et persistante de l'azote (N) elle peut se retrouver dans l'environnement de façon naturelle. Cependant, depuis plusieurs décennies, des augmentations de concentrations en nitrates sont mesurées dans les eaux de surface et souterraines à travers le monde (Nolan and Stone, 2000 ; Siliang et *al.*, 2010 ; El Gaouzi et *al.*, 2013 ; Schwientek et *al.*, 2013 ; Alexia et *al.*, 2015 ; Bu et *al.*, 2017 ; Briand et *al.*, 2017). Dans certains environnements ruraux ou urbains, l'apport d'azote organique ou inorganique induit une accumulation de  $\text{NO}_3^-$  dans les sols et la zone non saturée de l'aquifère karstique. Le lessivage de ces horizons lors des événements pluvieux peut engendrer des augmentations de concentrations en nitrates à l'exutoire des systèmes karstiques (Rowden et *al.*, 2001 ; Stueber and Criss, 2005 ; Pronk et *al.*, 2007 ; Pu *al.*, 2011). Ce traceur a été utilisé dans des études précédentes pour identifier et quantifier des arrivées d'eaux superficielles (Malher and Garner, 2009), et préciser certains processus karstiques (Malher et *al.*, 2008). Un modèle conceptuel des réponses en nitrates (mobilisation de nitrates, dilution des nitrates, ou les deux) dans les systèmes karstiques a été proposé par Huebsch et *al.*, (2014) à partir des études de

Malher et *al.*, 2008, Pronk et *al.*, (2009), Rowden et *al.*, (2001), et Stueber and Criss (2005). Les différentes origines possibles des nitrates dans les eaux souterraines demandent le développement de méthodologies spécifiques. Les travaux synthétisés dans ce manuscrit proposent une approche innovante pour caractériser les sources des nitrates dans les eaux. Plus de détails sont donnés dans le Chapitre IV.

- **Les traceurs bactériologiques** mesurés à l'exutoire des systèmes karstiques témoignent du transport rapide des eaux d'infiltration à travers le massif karstique (Personné et *al.*, 1998). Le transport d'éléments pathogènes représente une menace pour la santé publique, principalement à cause des bactéries fécales, telles que **Escherichia Coli** (E.Coli), les **coliformes totaux** et les **entérocoques**, pouvant être associées à des espèces pathogènes (Joseph et *al.*, 1988 ; Personné et *al.*, 1998 ; Mahler & Lynch, 1999 ; Mahler et *al.*, 2000 ; Personné et *al.*, 2004 ; Stuart et *al.*, 2010 ; Galfi et *al.*, 2016).

L'indicateur le plus pertinent d'une contamination fécale et de la possible présence de pathogène est E.Coli. Il est le seule coliforme thermo-tolérant qui peut être associé aux matières fécales (Dussart-Baptista et *al.*, 2003). Sa durée de vie est relativement courte dans les conditions non favorables des environnements aquatiques (Livrozet, 1984). Dans des eaux non stériles, le temps de survie peut parfois ne pas excéder une semaine pour E.Coli et quelques semaines pour les entérocoques.

De nombreux travaux ont démontré les relations entre les organismes bactériens et les éléments particuliers qui facilitent leur transport. Cependant, il a été mis en évidence qu'une augmentation de turbidité à l'exutoire des systèmes karstiques n'est pas toujours accompagné de contamination bactérienne (Dussart-Baptista et *al.*, 2003

- **Les isotopes stables de la molécule d'eau et du carbone**

• **Les isotopes stables de la molécule d'eau**

Les isotopes stables de la molécule d'eau ( $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$ ) sont des outils de comparaison du ratio isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau par rapport au ratio de référence : le SMOW (Standard Mean Ocean Water).  $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$  ont largement été utilisés dans la littérature pour déterminer les origines des eaux, des processus de mélange, ou encore des processus d'évaporation. Ils ont également été utilisés pour évaluer la contribution des eaux de pluie aux crues des exutoires des systèmes karstiques. Citer de façon exhaustive l'ensemble des travaux traitant des isotopes stables de la molécule d'eau serait peu pertinent. Il est possible de citer les principaux travaux en hydrogéologie karstique (Lastennet, 1994 ; Kattan, 1997; Cey et *al.*, 1998 ; Katz et *al.*, 1998 ; Ladouche et *al.*, 2001 ; Perrin et *al.*,

2003a ; Perrin *et al.*, 2003b ; Long & Putnam, 2004 ; Aquilina *et al.*, 2005 ; Bouchaou *et al.*, 2009 ; Ladouche *et al.*, 2009 ; Ayadi *et al.*, 2018 ; Brkić *et al.*, 2018).

- **L'isotope stable du carbone**

L'isotope stable du carbone, appelé Carbone 13 ou  $\delta^{13}\text{C}$ -CID, est utilisé en hydrogéologie karstique en tant que moyen de détermination de l'origine des eaux. Doctor *et al.*, (2000) se basent sur la signature isotopique des eaux pour distinguer les apports des eaux infiltrées par infiltration diffuse de celles infiltrées à la faveur de pertes. Parmi les écoulements provenant du massif karstique, le carbone 13 peut permettre de quantifier les apports de la zone non saturée et de la zone saturée (Emblanch *et al.*, 1998 ; Emblanch *et al.*, 2003). D'autres auteurs utilisent le carbone 13 pour ajuster la datation des eaux (Gonfiantini et Zuppi, 2003) ou pour l'étude des paléoclimats (Genty *et al.*, 2006).

## 2- Les traceurs artificiels

Un **traceur artificiel** est défini comme « toute substance (sel, soluble, colorant, corps en suspension, eau marqué par un isotope radioactif, etc.) absente dans les conditions naturelles dans l'aquifère étudié, et détectable, incorporée à l'eau, pour identifier et permettre d'observer son mouvement » (Castany et Margat, 1977).

Un essai de traçage, en milieu souterrain, consiste donc à injecter un traceur en un point de l'aquifère (perte, puits ou piézomètre) et à mesurer l'évolution de la concentration de ce traceur dans l'eau en un point de suivi (puits, piézomètre, source) au cours du temps. La réalisation d'essais de traçage de l'eau souterraine permet, par exemple, d'acquérir les informations nécessaires pour :

- déterminer les **liaisons hydrauliques** entre différents points ;
- déterminer la **vitesse d'écoulement** de l'eau souterraine ou le temps de transfert d'un soluté entre deux points de l'aquifère ;
- évaluer les **processus de mobilité de l'eau** et des solutés au sein du milieu souterrain.

Dans les milieux karstiques, les outils classiques de l'hydrogéologie, (essai de pompage, piézométrie, etc.) permettent difficilement d'obtenir des informations sur les propriétés hydrauliques et géométriques des aquifères étudiés. Les formes géomorphologiques, telles que les dolines, les pertes ou les sources, sont généralement en lien avec des circulations souterraines actives. Les premières études sur les traçages artificiels en milieu karstique (Brown *et al.*, 1969 ; Atkinson *et al.*, 1973) ont démontré le potentiel de ces techniques pour améliorer les connaissances sur les propriétés internes des systèmes.

Dans l'étude des aquifères karstiques, on peut scinder les traçages en deux catégories en fonction des objectifs qu'ils visent :

- les traçages de reconnaissance (ou exploratoires), dont la finalité est de déterminer l'appartenance d'un point (injection) au bassin d'alimentation hydrogéologique d'un exutoire ;
- les traçages de simulation, dont la finalité est de connaître de façon approfondie les paramètres caractéristiques du transit du traceur entre un point d'injection et un point de résurgence connu.

- **Les différentes sortes de traceurs artificiels**

Il existe plusieurs catégories de traceurs artificiels :

1. **les traceurs solubles à l'eau** (fluorescents, salins, tensioactifs, colorants alimentaires, composés aromatiques) ;
2. **les traceurs radioactifs** ;
3. **les traceurs particuliers** (spores, microsphères fluorescentes, bactéries, etc.).

En domaine karstique, les traceurs les plus fréquemment utilisés sont les traceurs fluorescents. Il existe un grand nombre de substances fluorescentes, mais seules quelques-unes satisfont aux exigences des traceurs en hydrogéologie.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

### II.1 Situation géographique

Les monts de Sidi Kada couvrent une superficie de 486,1 km<sup>2</sup>, situées au Nord Ouest de l'Algérie entre longitudes 0° 12' E et 0° 36' E et latitudes 35° 13' N et 35° 22' N ( Figure 1), et aligné avec les Monts de Beni Chougrane, qui est le principal massif entre la Méditerranée et les Hautes Plaines Oranaises alignée WSW-ESE.

La zone d'étude s'étend sur cinq communes (Sidi Kada, Sidi Boussaid, Makda, Zelameta et Nesmot), correspond à la partie sud de la wilaya de Mascara (Figure II.1 et II.2). Elle est limitée au Nord et à l'Ouest par la plaine de Ghriss, à l'Est par le bassin versant de la mina et au Sud par les monts de Saida. Cette région est essentiellement caractérisée par des reliefs calcaireo-dolomitiques et présente une morphologie très contrastée (horsts et grabens de Sidi Refas, Djebel Mzila, Djbel Cheded et Nador). En effet, le secteur Nord (plaine de Ghriss), dont l'altitude moyenne est 470 m, présente une étendue plate. Sa partie sud présente des reliefs fortement accidentés et se caractérise par des altitudes atteignant 1100 m au niveau de Nesmot. La partie centrale des Monts de Sidi Kada sont caractérisée par un plateau dont l'altitude moyenne est de 800 m.

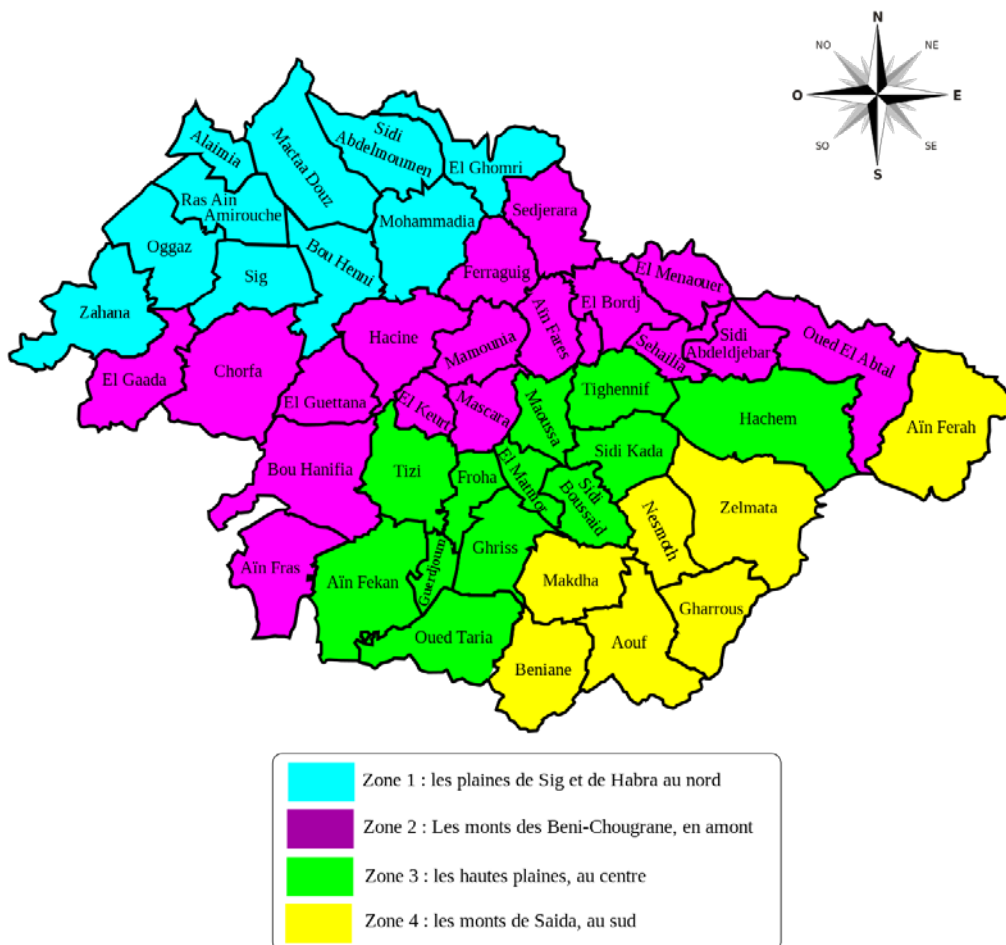


Figure II.1 : carte des communes de la wilaya de Mascara.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

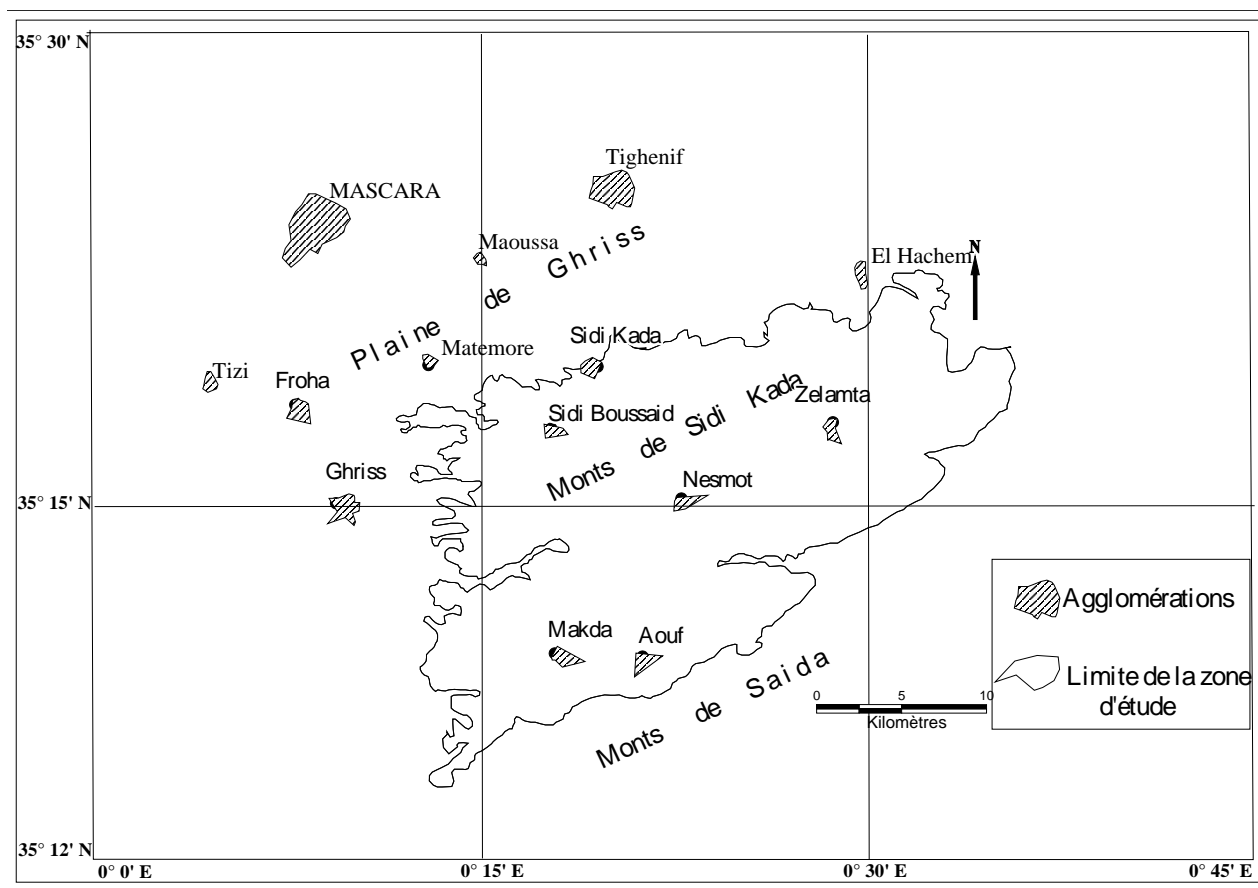


Figure N°II.2 : présentation du site des systèmes karstiques de la nappe des Monts de Sidi Kada

### II.2 Contexte hydrologique

Les Monts de Sidi Kada font partie du bassin de la Macta, qui y prend sa source et les traverse, ainsi que ses affluents par des vallées étroites et profondes (Figure II.2).

#### II.2.1 Réseau hydrographique

Les Monts de Sidi Kada sont drainés superficiellement par un chevelu hydrographique assez dense (la densité de drainage varie entre 1.4 et 1.7) et s'organise autour d'un principal oued à l'Ouest et son principal affluent oued Maoussa (figure II.3).

Il n'y a pas de grandes dépressions karstiques (poljés, ouvalas) et le réseau hydrographique est bien intégré.

Le réseau hydrométrique suivi par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques est moyennement dense et permet d'évaluer correctement les principaux écoulements superficiels.

Les aquifères karstiques perchés couvrent une bonne partie des bassins versants n'assurent pas un rôle régulateur interannuel très important.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

L'influence du relief est encore plus évidente sur les vitesses de ruissellement, d'infiltration, et d'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin.

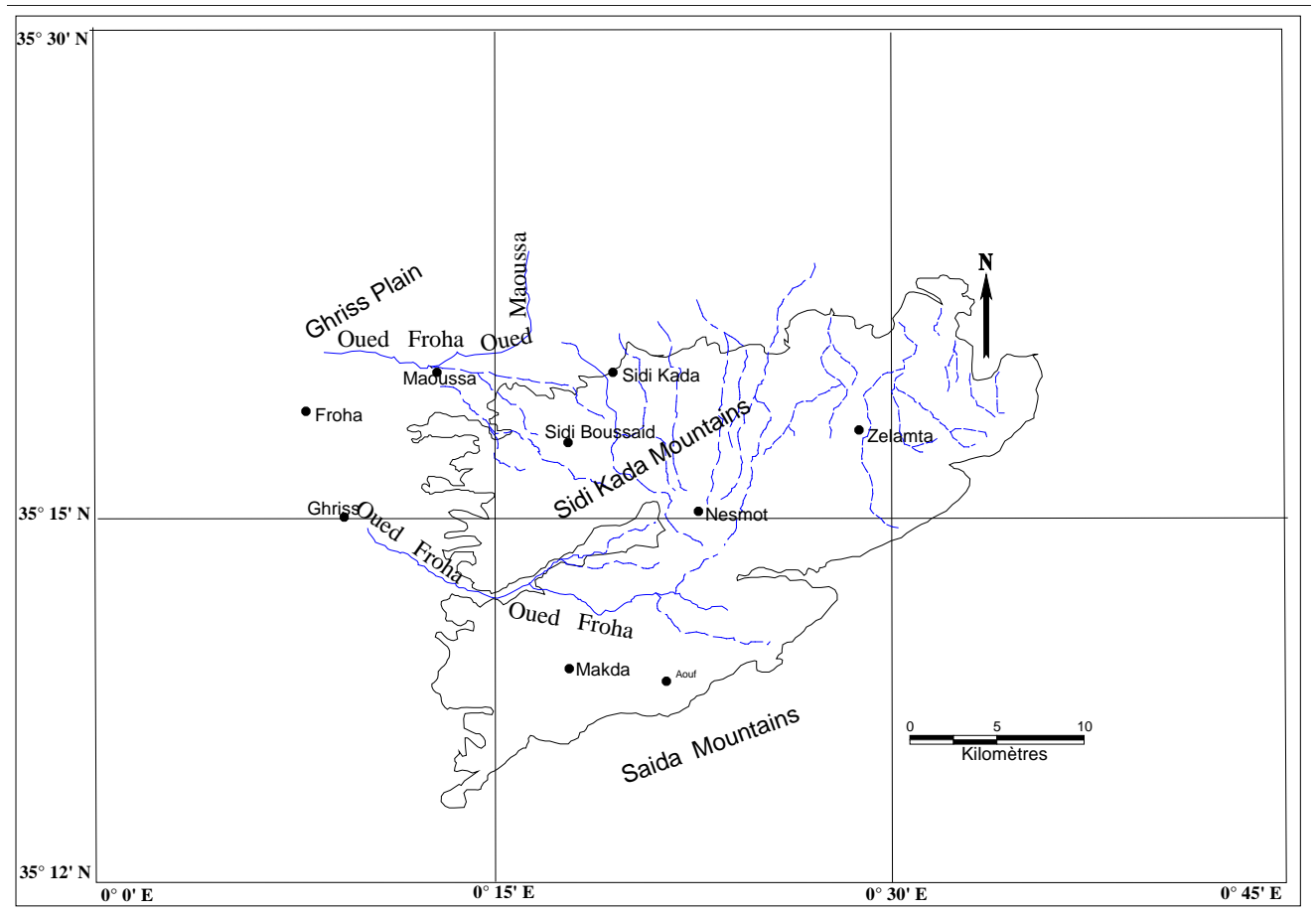


Figure II.3 : Réseau hydrographique de la zone d'étude.

### II.3 Occupation du sol

Les données actuelles de l'occupation du sol font ressortir la prédominance d'une végétation dégradée sur 31% de l'espace, suivie des forêts avec 25%, des maquis (23%) et des terres agricoles (12%), exploitées essentiellement sous forme de jardins et de vergers. Les terrains incultes (rocheux) occupent 5 % alors que les zones urbanisées et les lacs (plans d'eau) couvrent chacun environ 2% de l'espace (Figure III.4).

Les forêts des Monts de Sidi Kada gardent encore leur réputation régionale, par les espèces rencontrées, notamment les multiples variétés de chênes (ou *Quercus*) : chêne vert, chêne liège, chêne zène,....etc.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

Parmi les unités forestières on peut citer : Nesmot et Zelameta,. A ces massifs forestiers est également associée une faune sauvage, des curiosités naturelles (grottes, cascades, monuments et vestiges historiques, etc.) gérées par un parc national.

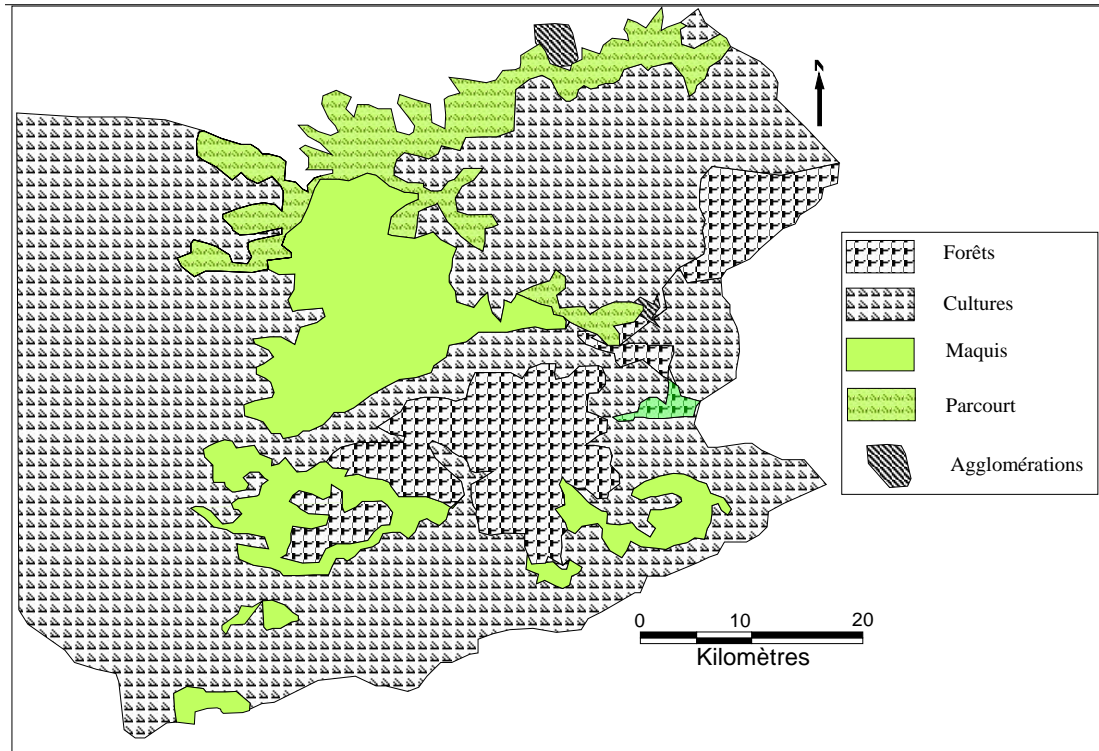


Figure II.4. Occupation du sol de la zone d'étude.

### II.4 Caractérisation climatologique

L'analyse des conditions climatiques est déterminante pour la compréhension des phénomènes aux exutoires des systèmes hydrogéologiques, que ce soit de manière quantitative (pluies-débits, flux) ou qualitative (chimique, marquage de l'origine des eaux).

#### II.4.1 Le climat

La chaîne n'est qu'à quelques dizaines de km de la Mer Méditerranée. Notre région subit donc l'influence des perturbations complexes du régime méditerranéen.

L'essentiel des masses d'air humide vient du Nord. La chaîne des Beni Chograne, formant un premier écran entre la mer et les Monts de Sidi Kada arrête une bonne partie des précipitations. L'effet des pluies orageuses liées au front atlantique amène sur la région des lames d'eau non négligeables (20 à 30 mm). Les flux sahariens n'ont qu'un effet marginal. Le climat est de type semi-aride. La pluie moyenne annuelle de la région est inférieure à 485 mm pour la période 1994/2021. Le nombre de jours de pluie varie de 50 à 70 jours/an.



## **Chapitre II : Caractéristiques physiques**

Le régime pluviométrique montre un cycle saisonnier méditerranéen bien marqué : deux périodes pluvieuses, l'automne et l'hiver, fournissent l'essentiel des lames d'eau. La neige apparaît parfois brièvement aux altitudes supérieures à 600 m et ne représente que quelques pour-cent des précipitations annuelles.

Enfin, la saison estivale montre une très faible pluviosité de type orageux.

Les précipitations sont irrégulières. Sur les moyennes, le maximum d'automne est en novembre-décembre (56 mm). Le maximum absolu est en janvier - février (63 mm). Le minimum est en juillet avec, même sur la moyenne, une valeur proche de zéro (3 à 4 mm).

On sait qu'en climat méditerranéen, les moyennes mensuelles interannuelles des pluies amortissent fortement les irrégularités de la répartition réelle des apports (Azzaz , 2008).

La température moyenne annuelle est d'environ 15.5 °C. En été, les deux mois les plus chauds, juillet et août, ont une température moyenne de 26 °C.

### **II.4.2 -Données climatologiques**

#### **II.4.2.1 -Les précipitations annuelles**

La figure ci-dessous (figure II.5), donne les écarts à la moyenne pluviométrique à l'échelle annuelle sur les 28 ans de données dont nous disposons (1994 à 2021). Cette moyenne est de 484 mm.

Nous remarquons que dans la période (2008-2015) nos années d'étude se situent dans une période excédentaire.

Les années (1993 à 2002) ainsi que les années (2018-2021) se caractérisent par un déficit important de pluviométrie. Notre étude est donc réalisée dans deux contextes différents : une période 2008-2015 pluvieuse avec des systèmes dont les réserves peuvent être rechargées et une période 1993-2002 sèche déficitaire.

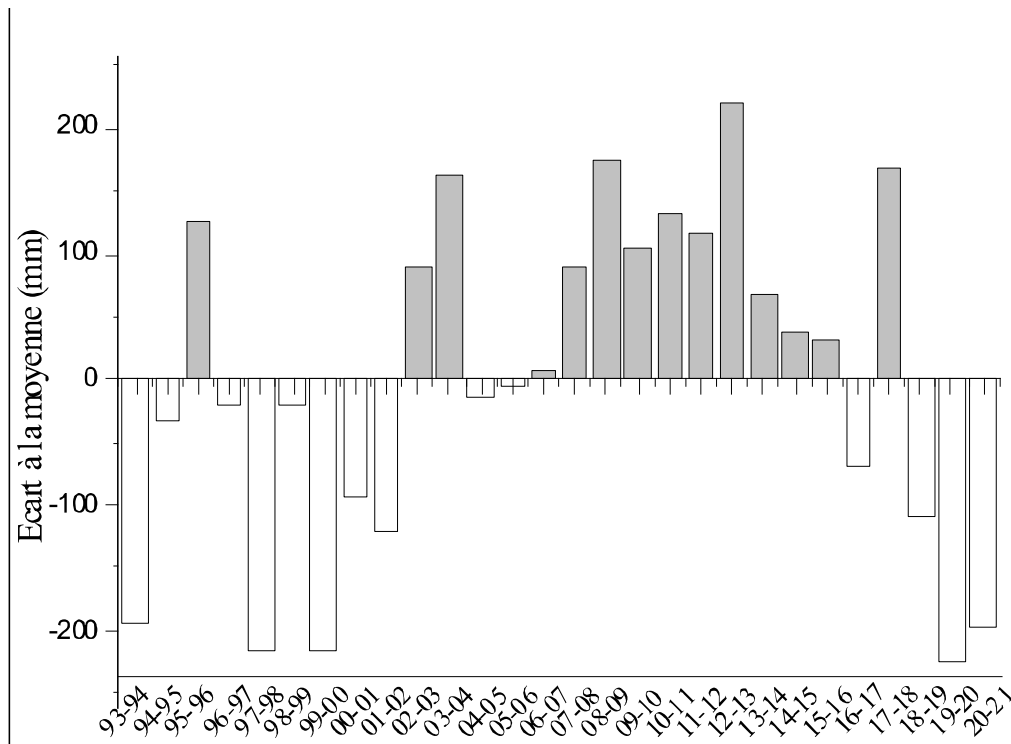


Figure II.5 : Ecart à la moyenne pluviométrique dans les Monts de Sidi Kada.

### II.4.2.2 - Les précipitations mensuelles et le régime saisonnier

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent l'écoulement saisonnier des nappes aquifères. L'intérêt de cette étude est de déterminer les caractéristiques au cours du cycle et d'apprécier leur reproductibilité dans le temps.

Pour rendre compte des variations de la pluviosité nous avons reporté les coefficients pluviométriques mensuels sur la Figure II.6. Ce coefficient correspond au rapport des précipitations moyennes du mois au douzième du module pluviométrique annuel de la période étudiée (1993-2021) à l'échelle des Monts de Sidi Kada.

A partir de cette figure II.6, on remarque que la pluviométrie moyenne dans les Monts de Sidi Kada est assez également répartie sur l'ensemble des mois de la saison humide avec un net contraste entre une saison humide (octobre à avril) et une saison sèche (mai à septembre) ; c'est le type même du régime méditerranéen. Cependant, sur la figure II.6, on constate l'existence d'une sous-saison hivernale déficitaire (février – mars) pour l'année 2017-2018.

Les orages estivaux (juin à septembre) et ils constituent une part non négligeable des apports, malheureusement vite reprise par l'évaporation.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

Tableau N°II.1 : Variation des précipitations moyenne mensuelle pendant la période (1993 – 2021)

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
P (mm)	34,0	43,0	60,0	57,5	64	50	51	56	35,5	14,8	4,0	13,5

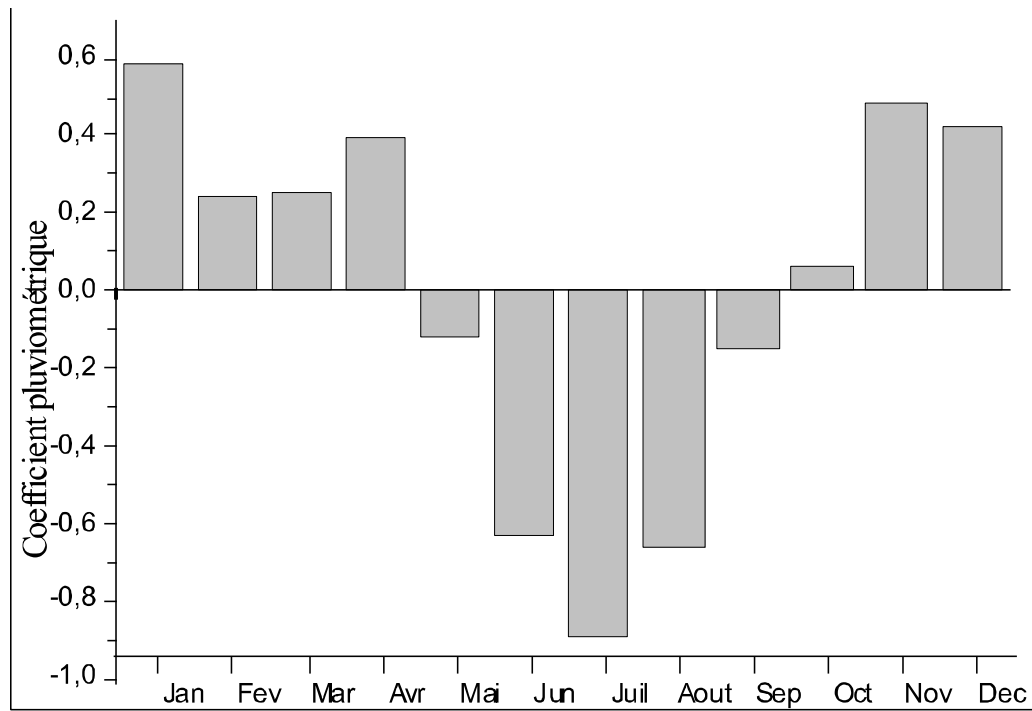


Figure II.6 : Evolution du coefficient pluviométrique mensuel dans les Monts de Sidi Kada.

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

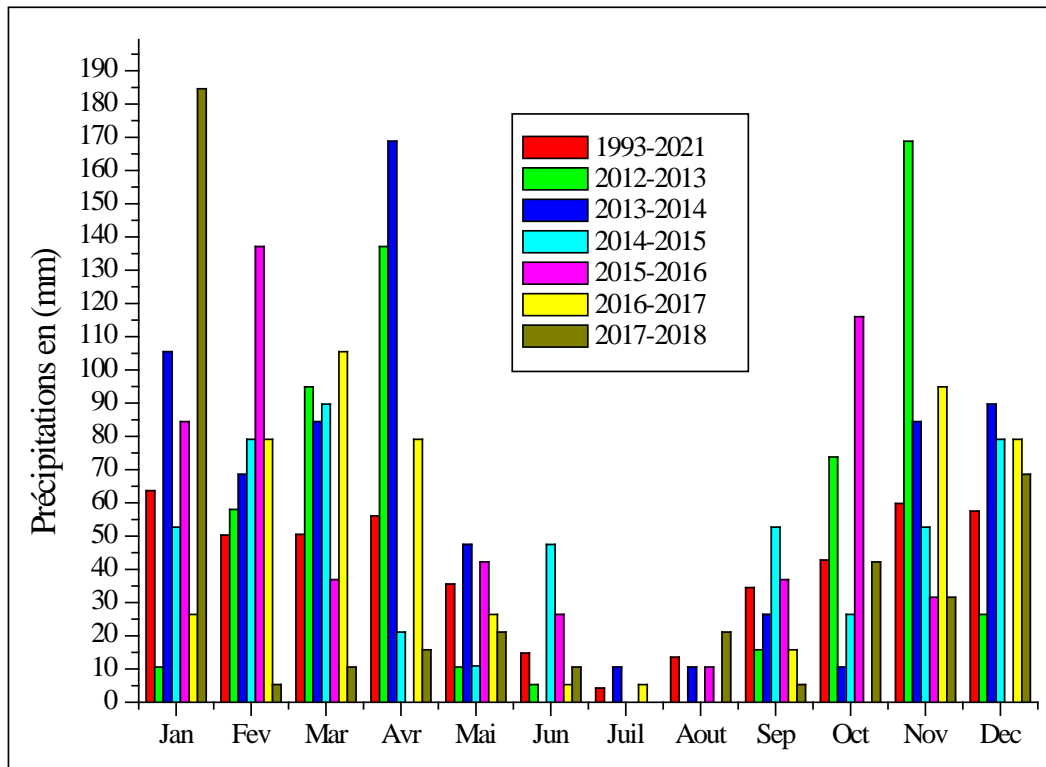


Figure II.7 : Représentativité de la période d'étude par rapport aux moyennes mensuelles des Monts de Sidi Kada (1993 à 2021)

### II.4.2.3 - Les températures

Les températures relevées par office national de la météorologie (figure II.8) révèlent des valeurs élevées des températures maximales dont la moyenne peut dépasser 40 °C entre juin et août. Les températures minimales moyennes peuvent être inférieures à 0 °C durant la période décembre - février. L'amplitude de variation (moyenne max et moyenne min) mensuelle est de 22.76°C pour le mois de décembre à 28.74°C pour le mois de juin. Les températures moyennes mensuelles oscillent entre 9 et 29 °C. La température moyenne interannuelle est de 18.3 °C.

Tableau II.2 : Variation des températures moyennes mensuelles la période (1993 – 2021).

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jul	Août
T°C Min	11,2	6,6	1,5	-1,3	-2,4	-1,6	-0,6	2,4	5,7	10,5	15,5	16,1
T°C moyenne	22,1	17,4	11,2	8,0	6,9	8,0	11,0	13,9	18,3	23,3	27,3	27,1
T°C Max	36,1	31,1	25,1	20,1	19,9	21,6	26,2	29,7	34,0	38,7	40,8	40,2

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

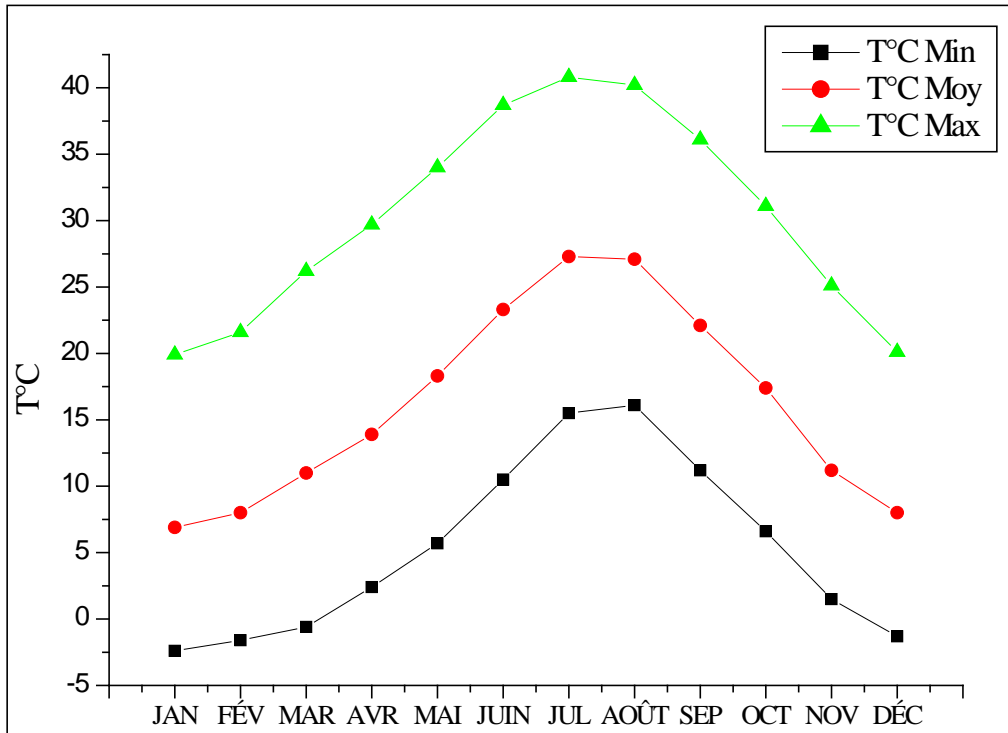


Figure II.8 : Les températures moyennes mensuelles (1993 à 2021)

### II.4.2.4 - Les vents.

La région des Monts de Sidi Kada, comme toutes les régions de l'Ouest Algérien en général et les hauts plateaux en particulier est ventée surtout pendant la saison hivernale durant laquelle les vents dominants sont ceux du Nord et Nord-ouest.

Tableau II.3 : Variation de vitesse moyenne mensuelle (1993 – 2021).

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jul	Août
V.v Km/h	2,5	2,6	3,1	3,1	3,1	3,0	3,0	2,9	2,8	2,6	2,6	2,6

## Chapitre II : Caractéristiques physiques

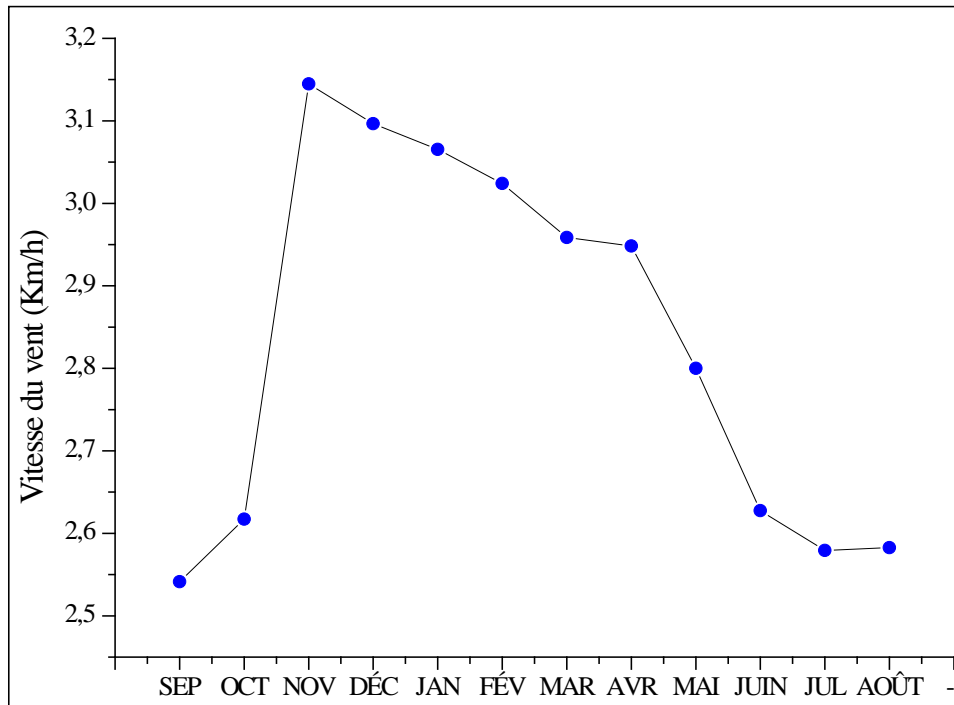


Figure II.9 : Les vents moyens mensuels en km/ h (1993 à 2021)

### II.4.2.5 - Humidité relative

L'humidité relative de l'air est un état de climat qui représente le pourcentage de l'eau existant dans l'atmosphère, elle a des effets sur le processus d'évaporation peut s'exprimer par la loi de Dalton. Elle est utilisée dans beaucoup de formules et c'est une donnée mesurée au niveau des stations météorologiques.

Le tableau suivant montre les variations mensuelles interannuelles de l'humidité relative dans la période de (1993 - 2021).

Tableau II.4: Variation de l'humidité relative mensuelle pendant la période (1993 – 2021)

Mois	SEP	OCT	NOV	DÉC	JAN	FÉV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUL	AOÛT
HR (%)	52,7	58,1	69,3	74,5	72,9	69,6	64,4	61,4	56,3	47,9	39,4	40,9

En ce qui concerne l'humidité relative, nous remarquons un minimum enregistré pendant le mois de juillet avec une valeur de l'ordre de 39,4 %, c'est la saison d'été, et un maximum enregistrés pendant le mois de décembre avec une valeur de 74,5 %, c'est la saison d'hiver. Avec une moyenne de 58,9 %.

Chapitre II : Caractéristiques physiques

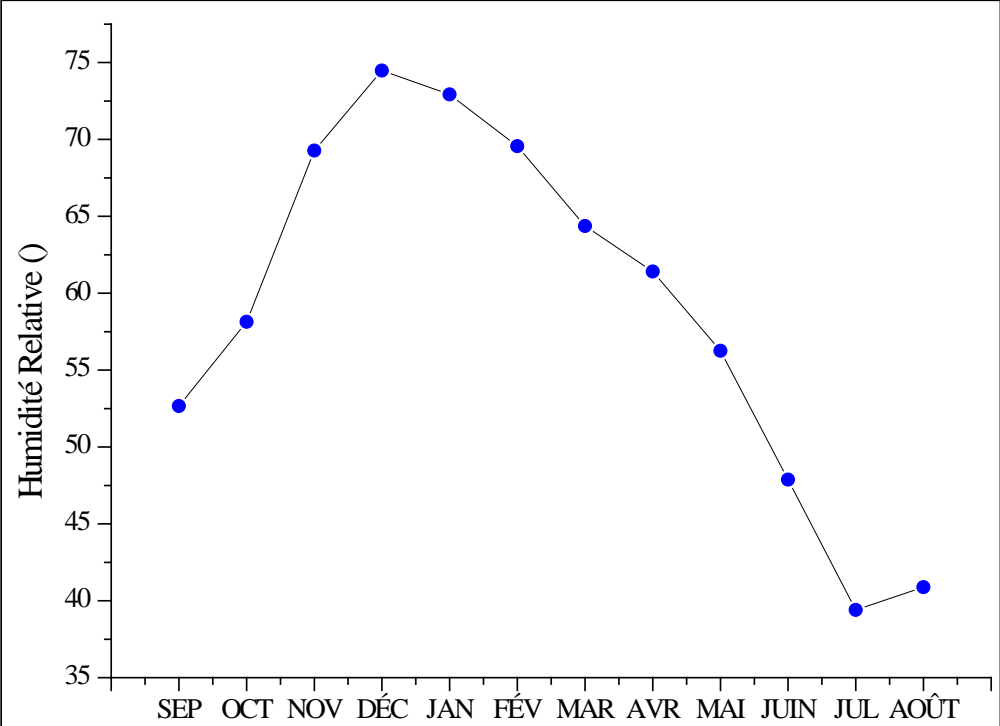


Figure II.10: Variations de la moyenne mensuelle de l'humidité relative pendant la période (1993 – 2021).

### **III.1- Géologie**

#### **III.1.1- Introduction :**

La région étudiée s'inscrit dans l'ensemble des terrains autochtones hercyniens de l'avant-pays de la chaîne d'Algérie. Entre les Hauts Plateaux Oranais au Sud d'âge secondaire et tertiaire et l'Atlas Tellien au Nord, d'âge tertiaire, apparaît une unité géologique d'âge secondaire constituée par les Monts de Sidi Kada et qui s'étend de la plaine de Ghris au Nord jusqu'aux monts de Saida au Sud. Au piémont des monts la formation dolomitique du Kimméridgien biseaute sous les formations cailloutis (grés et conglomérats) et marnes d'âge Plio-Quaternaire de la partie Ouest et des alluvions récentes par endroit éboulis des pentes et accumulation de piémonts (graviers, sables et argiles) et molasses d'âge Quaternaire dans la partie nord (Matemore et Maoussa). Vers la partie Est (commune de Hachem) le Kimméridgien s'effondre sous les marnes et les argiles d'âge Miocène inférieur. L'impluvium des bassins versants est partagé entre des terrains dolomitiques plus ou moins karstifiés. Les monts de Sidi Kada ont la forme d'un plateau qui s'étale les hautes plaines au Sud et la plaine de Ghriiss au Nord.

Du point de vue structurale, les monts de Sidi Kada sont très accidentée avec des reliefs relativement élevés caractérisée par des horsts et grabens de Sidi Refas, Djebel Mzila, Djbel Cheded et Nador ( figure 1) sont les témoins de la tectonique cassante intense ayant affecté la région suivant deux principales directions NO-SE et NE-SO, qui sont les reflets du mouvement du socle (proximité du môle granitique de Tiffrit) qui forme une couche imperméable qui sépare les eaux de la nappe du kimméridgien du jurassique supérieur du plateau de Sidi Kada et celle de l'Aaléno-Bajo-Bathonien des monts de Saida.

La série stratigraphique de la zone d'étude montre de haut en bas, la formation des argiles, marno-calcaire, les marnes vertes avec des intercalations de calcaire d'âge Lusitanien; figure3, les calcaires dolomitiques du Kimméridgien et du Portlandien du Jurassique supérieur et au sommet les formations alluvionnaires d'âge Plio-quaternaire et Quaternaire constituées par des graviers et les argiles dont l'épaisseur varie entre 0.5 à 15 m

#### **III.1.2 Les unités lithologiques**

Dans cette partie nous allons tenter de dégager les grands ensembles lithologiques de la région à partir des coupes de forages et des résultats des prospections géophysiques (figure II.1).

L'objectif de cette étude étant hydrogéologique, on parlera d'avantage des faciès que des âges. Pour l'illustration nous avons présenté sur la figure II.2 la colonne litho-stratigraphique établie par Sourisseau (1974).



### **III.1.2.1- Quaternaire :**

Le Quaternaire est représenté par des alluvions sablonneuses entraînés par les crues des oueds en particulier l'oued de Froha ; sont représentées par des dépôts lacustres, c'est des limons très épais, formant en majeure partie des plaines d'alluvions récentes assez limoneuses aux abords des oueds, où subsistent même quelques bas-fonds inondés sablonneuses au pied des coteaux.

L'uniformité de ces dépôts : suivant la direction Est-Ouest, implique la sédimentation qui avait la même origine. On ne peut donc invoquer les apports des chaabets.

Le remblaiement de la plaine de Ghris s'est effectué au cours du Flandrien (Holocène) grâce aux apports limoneux et argileux des oueds et des Chaabet.

Les vallées des oueds sont remplies par les calcaires, , les limons et les sables. Ces dépôts se caractérisent par des épaisseurs peu importantes et sont représentés par des formations continentales d'âge Plio-Quaternaire.

### **III.1.2.2- Plio-quaternaire :**

Il n'est représenté que par des formations continentales. Il s'étale de la partie Nord de Sidi Kada à la partie Nord-Ouest de l'Algérie. Il est représenté par des cailloutis (grès et conglomérats) et des marnes. Les dépôts alluvionnaires ont faible faibles puissance, ils atteignent rarement 100 m d'épaisseur.

### **III.1.2.3- Miocène inférieur:**

Il est représenté dans la partie Nord au niveau de Sidi Kada et Nord-Est au niveau de Hachem. Il surmonte la formation du Jurassique supérieur (Portlandien). Il est constitué par des argiles et des marnes grises avec des bancs de grès. Sur cet ensemble marneux reposent en concordance des sables fins argileux à concrétions calcaires. Cette dernière est attribuée au Miocène supérieur terminal (Sahélien).

Le Miocène inférieur, se caractérise par une vaste transgression, et il est en général transgressif sur les différents termes de la série stratigraphique.

Du point de vue stratigraphique, le Miocène inférieur comprend trois ensembles :

- Une série gréseuse et conglomératique à la base ;
- Une série marneuse intermédiaire ;
- Une série sableuse et conglomératique au sommet ;

### **III.1.2.4- Le Jurassique supérieur**

Les dépôts du Jurassiques sont représentés par les roches carbonatées du Jurassique supérieur (le Portlandien et le kimméridgien). C'est la formation carbonatée la plus répandue et la plus intéressante du point de vue hydrogéologique.

**III.1.2.4.1- Portlandien (Tithonien) :**

C'est une formation des dolomies cristallines, des calcaires et des marnes. Elle est compacte et stérile. Elle est représentée comme un toit de l'aquifère des monts de Sidi Kada, et par fois dans des endroits un substratum de la nappe superficielle de l'aquifère. Cette formation d'une épaisseur variable entre 10 et 35 m, est constituée par un ensemble de calcaire gréseux et des grès à ciment argileux, avec intercalations de calcaires francs. Elle se localise surtout à la partie est (Nesmot et Zelameta) et ouest du bassin (Djebel Cheddad).

**III.1.2.4.2- Kimméridgien :**

Il occupe une grande superficie dans cette région. Il représente la phase active de l'aquifère, est constitué par des dolomies et des calcaire avec un passage des fractions de marnes, grès et des lentilles gypseuses. La puissance totale de la formation doit dépasser 400 mètres. Sa limite inférieure correspond au Lusitanien dans la partie sud est (Makda) et sud ouest (Nesmot et Zelameta).

**III.1.2.4.3- Lusitanien :(Grès de Frankité)**

La formation du Lusitanien se dépose dans un contexte sédimentaire de type plate forme carbonaté. Il affleure dans la partie sud des monts de Sidi Kada et a été rencontré en sondage des monts de Aouf. Il s'agit de grès blancs à ciment calcaire et dolomitique, en bancs massifs entrecoupés de nombreuses passées marneuses. La puissance totale de la formation est de l'ordre de 200 mètres à 250mètres. Le lusitanien moins largement représenté est en position haute en formant le flanc des Djebels.

**III.1.2.5 - Le Crétacé (Berriasien et Hautérvien)**

Comparativement aux formations du Jurassique, les dépôts de cet étage ont un développement limité. Ils sont représentés par des calcaires dolomités, une alternance de marnes et de calcaires argileux enfin par des calcaires pélitomorphes massifs. Cet étage n'est représenté que dans la région Hchem, son épaisseur totale n'excède pas les 100m.

La figure N°III.1 a été réalisée à partir de la carte géologique à l'échelle 1/200000<sup>ème</sup> élaborée par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH).

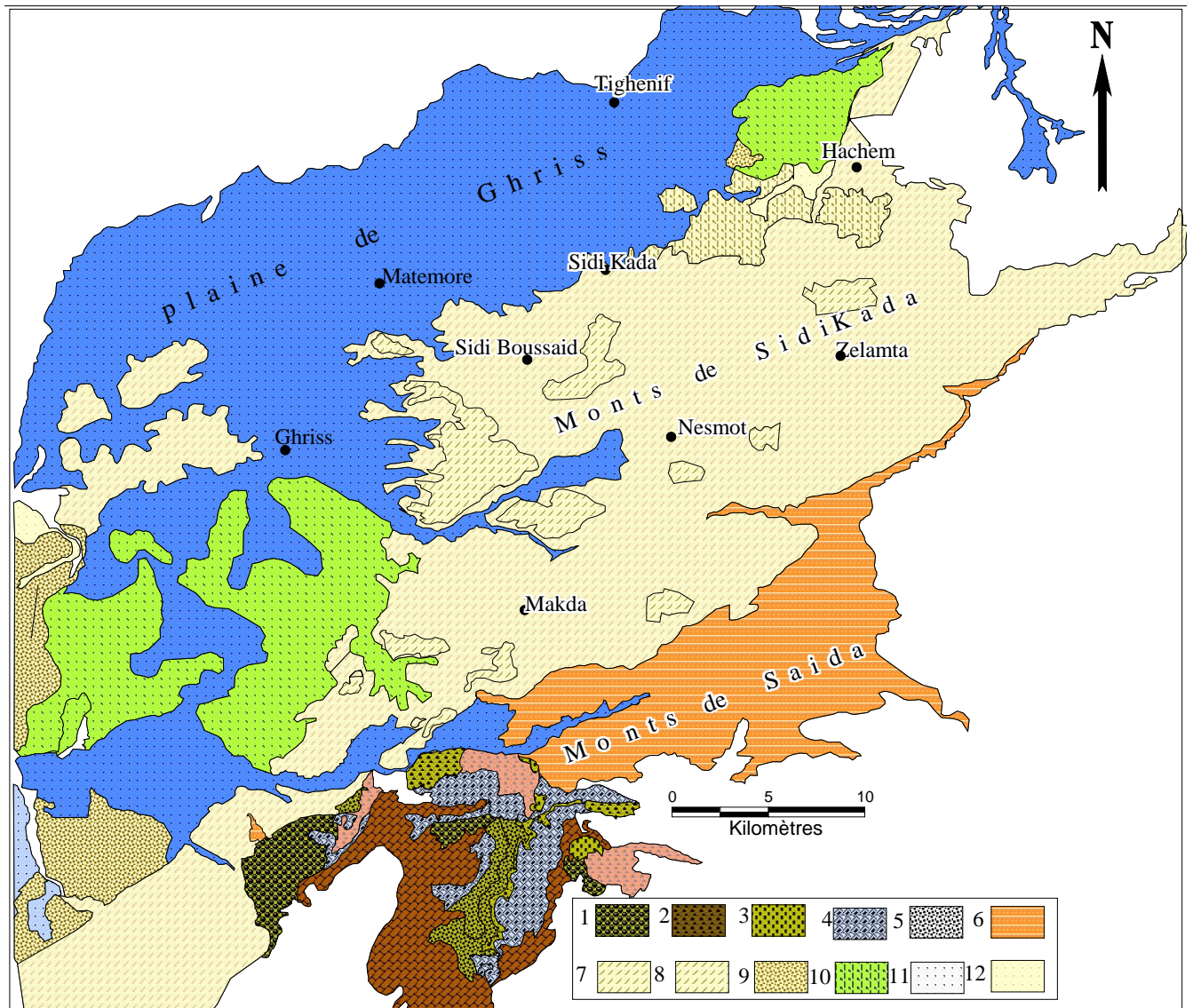


Figure III.1: Carte géologique des monts de Sidi kada (Source : carte géologique Mostaganem et Saïda 1/200000 ; Agence Nationales des Ressources Hydrauliques).

1- Paleozoïque, 2- Devonian, 3- Carbonifère, 4- Permo-Triassiques, 5- Triassiques, 6- Jurassique supérieur (Oxfordien), 7- Jurassique supérieur (Tithonien), 8- Jurassique supérieur (Kimmeridgien), 9- Crétacé, 10- Miocene, 11- Plio-Queternaire, 12- Quaternaire.

### III.1.3 - Les grandes structures actuelles :

#### III.1.3.1- La série carbonatée du Jurassique supérieur :

La bordure sud du bassin versant de Mascara est constituée par le versant nord des Monts de Saïda (djebels de Sidi Kada). C'est un plateau rectiligne, allongé entre Sidi Kada à l'Est et jusqu'à Tizi à l'Ouest. Il a subi une intense tectonique cassante, dont subsistent quelques témoins, (horsts des djebels Enfouss et Boughadou). Cet ensemble s'enfoncé légèrement vers le Nord ce qui favorise

l'écoulement et le drainage des eaux vers la plaine. Au niveau de Aïn Fekan, cet ensemble calcaréodolomitique du Jurassique supérieur est limité par une faille qui le met en contact avec les argiles gréseux du Crétacé. Cette interruption brusque de la perméabilité est à l'origine des sources des Aïounes Fekan où le Crétacé constitue un véritable barrage souterrain.

Les terrains calcaréodolomitiques rigide, des Monts de Sidi Kada se prêtent mal aux déformations. On note quelques ondulations de faibles amplitudes, mais surtout affecté par une tectonique cassante suivant deux directions principales : une première direction de failles, Ouest-Sud-Ouest et Est-Nord-Est, détermine un effondrement en marches d'escaliers de l'altitude +500 mètres sur les reliefs à -500 mètres et plus sous la plaine. La seconde direction de failles, orientée Sud-Nord dans la partie occidentale, divise les marches précédentes en horsts et grabens.

### **III.1.3.2- Coupes géologiques et sondages :**

- Log stratigraphique et pas coupe de forage Ouled Adrrahmane (F2 Sidi Kada) (Figure III.2):

X = 289000 m    Y = 229900 m    Z = 595 m

Ce sondage a atteint la profondeur de 245 m. il est situé aux piémonts des monts de Sidi Kada à la partie nord du bassin versant.

Il recoupe les formations suivantes :

STRATIGRAPHIE			EPAISSEUR (m)	COLONNE LITHOLOGIQUE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	
AGE	SYSTEME	SOUS SYSTEME				
QUATERNAIRE	-	-	-		Argile rouge silteuses, sable argileux, conglomérats, calcaire dolomitique, calcaire	
PLIO-QUATERNAIRE	-	-	-		Argile rouge détritique, gravier, terrasses alluviale de sables	
TERTIAIRE	MIOCENE	Pliocène	40-270		Grès marins, sables, argiles sableuses, calcaire lacustre	
		Miocène	Sup	= 100		Sables fins argileux à concrétions calcaire, sables, calcaire récifaux massif
			Inf			Marnes vertes, conglomérats
	PALEOGENE	Oligocène	-		Couches argilo-marneuse avec des bancs de grès, conglomérat	
		Eocène	Inf marin	-		Alternance métrique de bancs grésocalcaires, couches argilo-marneuse
	SECONDAIRE	CRÉTACÉ INF	Hautérvien	-		Calcaire gréseux devenant argileux en profondeur, grès fins argileux
JURASSIQUE		Supérieur	300 - 400		Calcaire gris, calcaires dolomitiques, dolomies, marnes noires	
		Lusitanien	= 150		Alternance de bancs gréseux dolomitiques, série marneux à intercalation de calcaire dolomitique, marnes grises à modules ferrugineux	
		Callovo-Oxfordien	= 250		Bancs gréseux, argiles, marnes grises, jaunes et vertes	
TRIAS		Sup Moy Inf	-		Marnes bariolée, dolomies, congueules, brèches fétides, gypse	

Figure N°III.2 : log stratigraphique dans les piémonts des monts de Sidi Kada.(Sourisseau,1974).

- Log stratigraphique et pas coupe de forage Nesmot (NE3) (Figure III.3):

X= 289750 m Y= 222400 m Z= 865 m

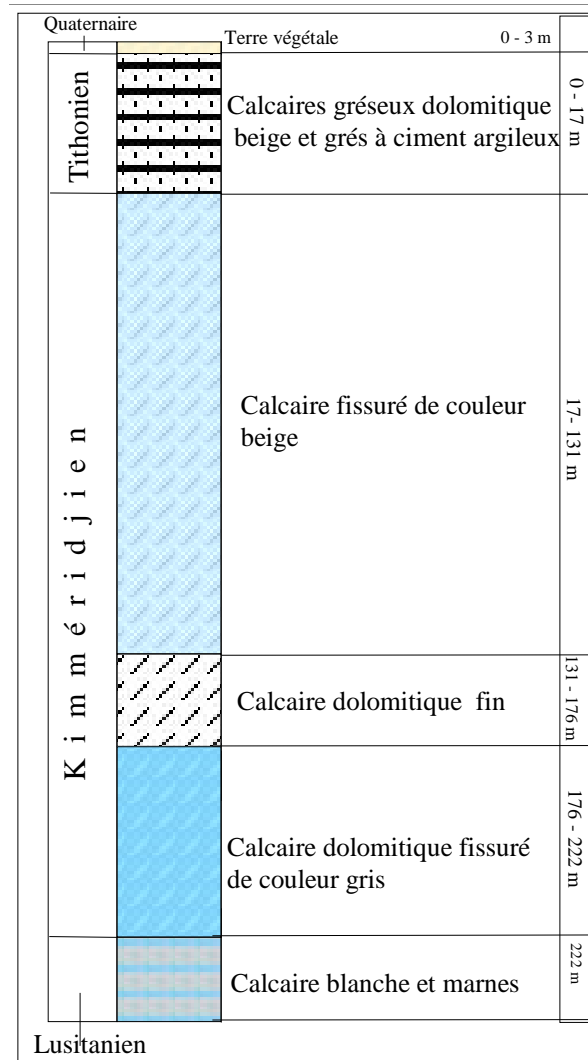


Figure N°III.3 : log stratigraphique du forage de Nesmot NE3. (DRW.Mascara)

### III.1.4 - Tectonique

L'observation de la carte à l'échelle 1/200000<sup>eme</sup> (fig.27) montre la prédominance d'un système des fractures orientées dans les deux sens croisés :

Sud-Ouest Nord-Est (Atlasiqque)

Nord-Ouest Sud-Est

Cette disposition apparaît dans les formations cassantes constituées par des calcaires et dolomies du Jurassique inférieur et moyen et du Kimméridgien.

La région a été sculptée par les phénomènes de fissuration, d'érosion de karstification qui a suivi ces effets tectoniques. L'influence de la tectonique sur la géomorphologie se manifeste sur l'orientation des djebels et des angles d'ouverture des vallées. Les oueds suivent le fond des gorges dolomitiques, des orientations qui forment des angles répondant au même système tectonique. Cette tectonique elle a ses effets secondaires qui constituent un élément important pour la compréhension de l'hydrogéologie régionale. La tectonique cassante a donné naissance à une structure en escalier qui a permis le développement d'un système karstique aux formations carbonatées du Jurassique supérieur.

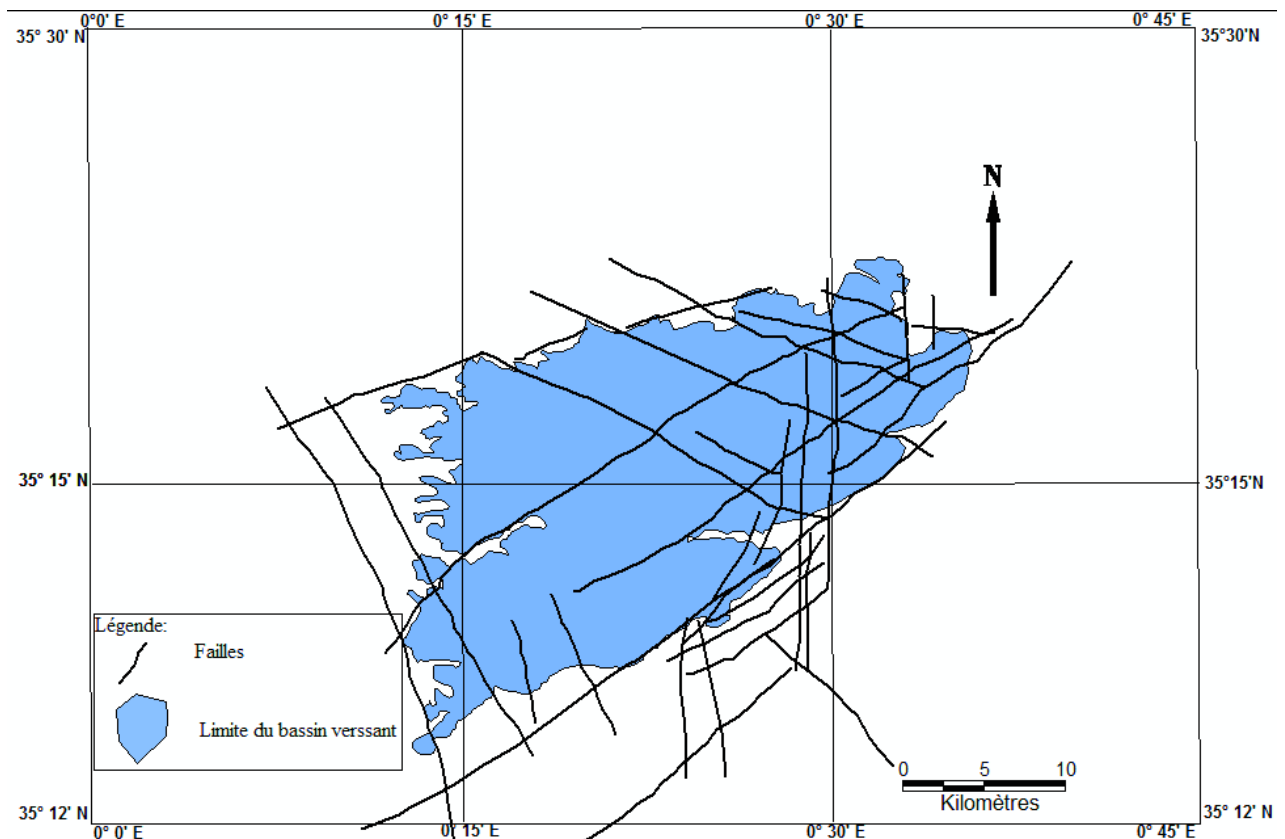


Figure III.4 : Schéma structural des Monts de Sidi Kada (carte 200000<sup>ème</sup> ANRH)

#### III.1.5 - présentation des données des forages géologiques et les résultats obtenus:

La formation calcaréo-dolomitique est déterminée par plusieurs forages géologiques. Le log lithologique restitué des forages, permet d'attribuer de différents faciès. Il montre aussi que l'aquifère superficiel, attribuée depuis la surface aux formations du Quaternaire, Plio-quaternaire, Pliocène continental et miocène, et à la partie prépondérante du jurassique supérieur correspond à l'aquifère profond des calcaires dolomitiques.

### Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques

Les résultats obtenus à partir de l'interprétation des données des forages ont permis l'établissement des coupes géologiques. Les coupes géologiques réalisées dans la région permettent, d'une part de visualiser la structure profonde de la région et d'autre part de déterminer la nature de l'aquifère profond des calcaires dolomitiques.

Dans la direction Nord-Ouest vers le Nord-Est, en allant de l'est à l'ouest, la coupe montre une structure synclinale de la formation calcaire dolomitique d'âge kimméridgien. Dans la continuité du flanc ouest de synclinale, assimilé à un pseudo monoclinale. Son cœur est rempli par les terrains du crétacé et miocène. La partie extrême ouest la formation du kimméridgien est surmonté par les calcaire lacustres du pliocène, le plio-quadernaire et le quadernaire formant une structure monoclinale, sa profondeur qui atteindrent 220 m avec une épaisseur de 20 m.

Au nord, au niveau de Maoussa, le Jurassique supérieur (kimméridgien) disparaît rapidement sous des épaisseurs considérables de dépôts miocènes. Mais l'enfouissement se fait de manière beaucoup plus progressive par de vastes monoclinaux plongeant vers le Nord-Ouest.

En allant de Nord – Ouest de la région de ghriss vers le Sud - Ouest de la région de Nesmot La la formation calcaire dolomitique a une structure anticlinale et qui affleurée dans la région de Sidi Boussaid (SK3) et Nesmot (NE1), avec une épaisseur de 120 m surmontant le lusitanien.

Le kimméridgien affleure sur la rive gauche de l'oued Maoussa près de la région de Sidi Kada formant une structure anticlinale entre Sidi Kada et Saf Saf passant par Sidi Boussaid ou sa partie sommitale se trouve à la surface au niveau de SB2 avec une épaisseur de 250 m. La formation du kimméridgien, surmonte le lusitanien, chevauchant vers le sud les alluvions du quadernaire au niveau de Makda constituant le flanc sud de la structure, amène une structure anticlinale sur une structure synclinale.

A l'extrême Sud–Est au niveau de Zelameta, les terrains carbonatés du Jurassique supérieur forment une structure anticlinale dessinée par le toit du jurassique supérieur avec une épaisseur de 130 m, surmontée par le miocène et quadernaire. Puis affleurée au niveau de la faille au droit du forage ZL2 avec une épaisseur de 280 m vers le Nord avec un pendage faible. Au Nord –Est au niveau de Hachem, le kimméridgien forme une structure synclinale déversée vers le Nord et qui plongent sous le crétacé avec une puissance de 120m.



### Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques

Dans la partie orientale de la région d'étude, orientées N-S, reliés les affleurements du crétacé et Pliocène continentale dans la région de Hachem, vers le Sud à partir des Monts de Sidi Kada à Nesmot en trouve les affleurements du Jurassique supérieur.

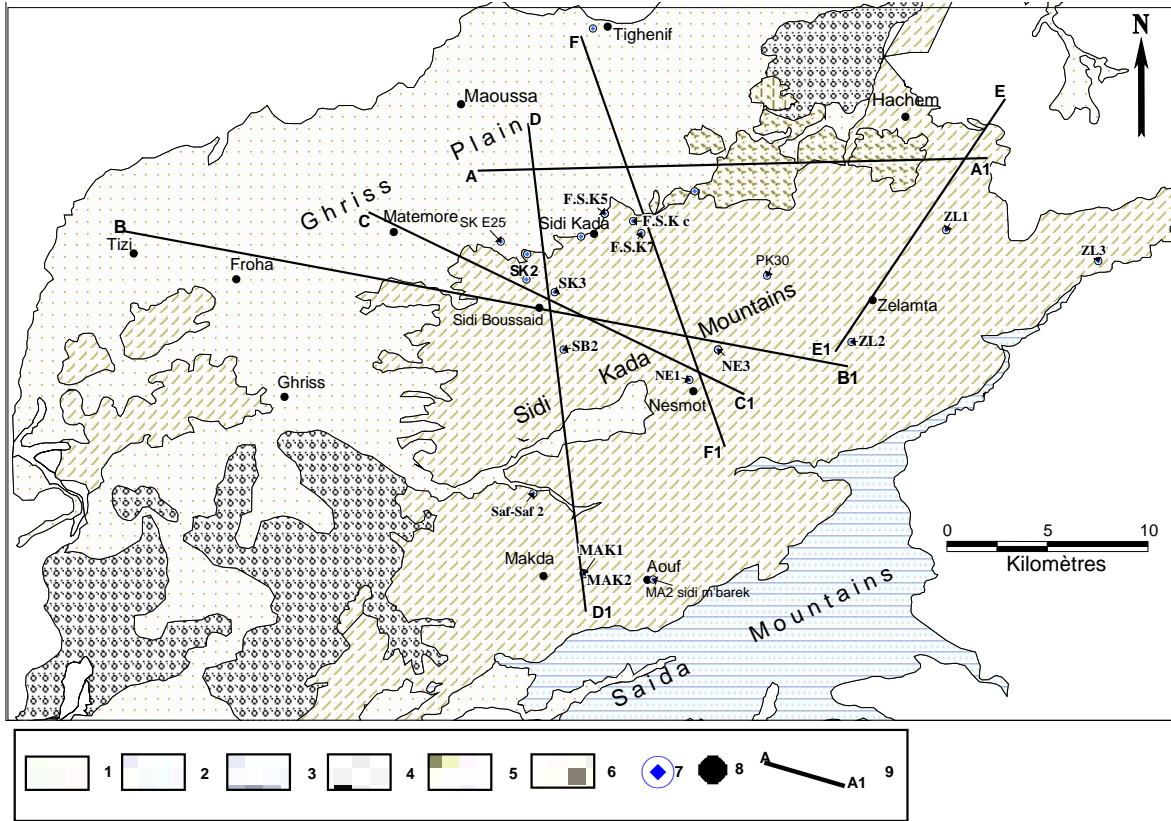
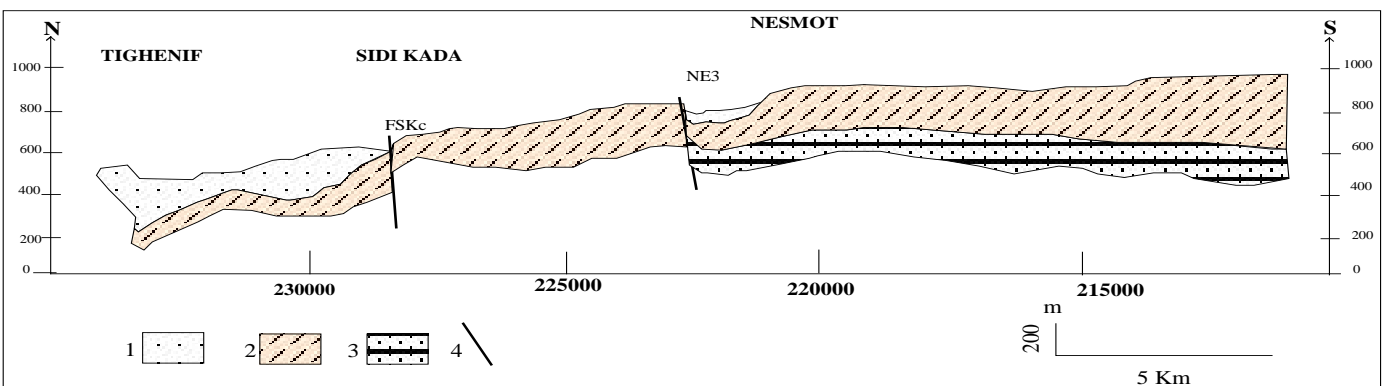
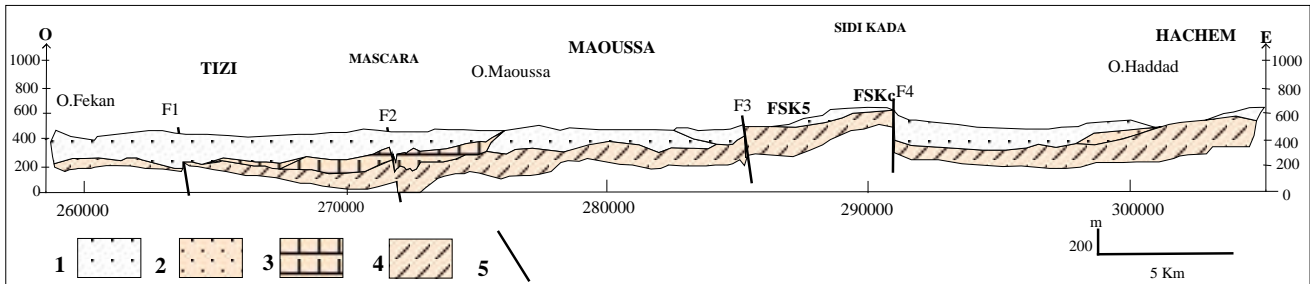


Figure N°III.5 : les axes des coupes géologiques.



### Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques

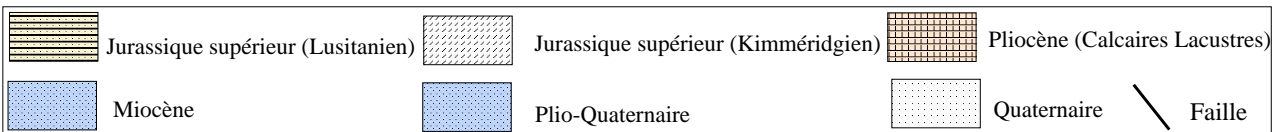
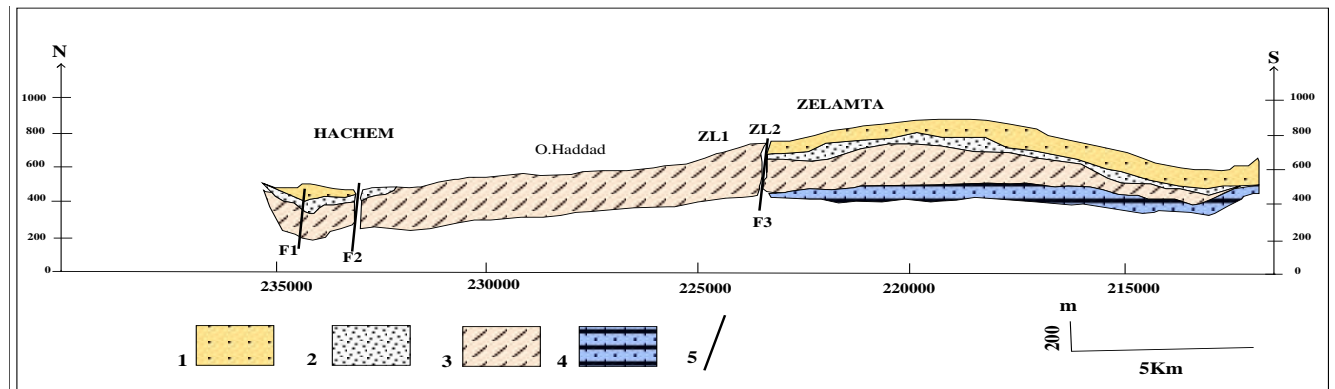
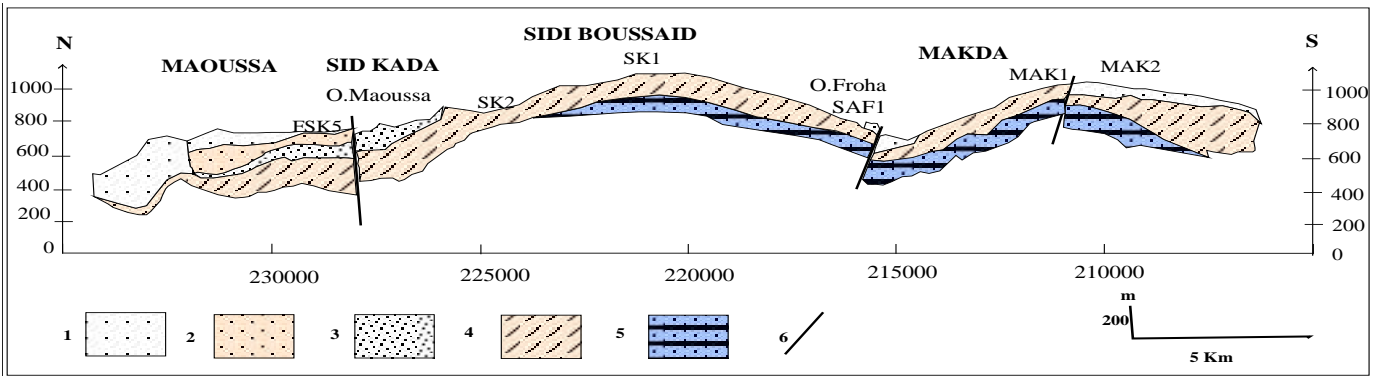
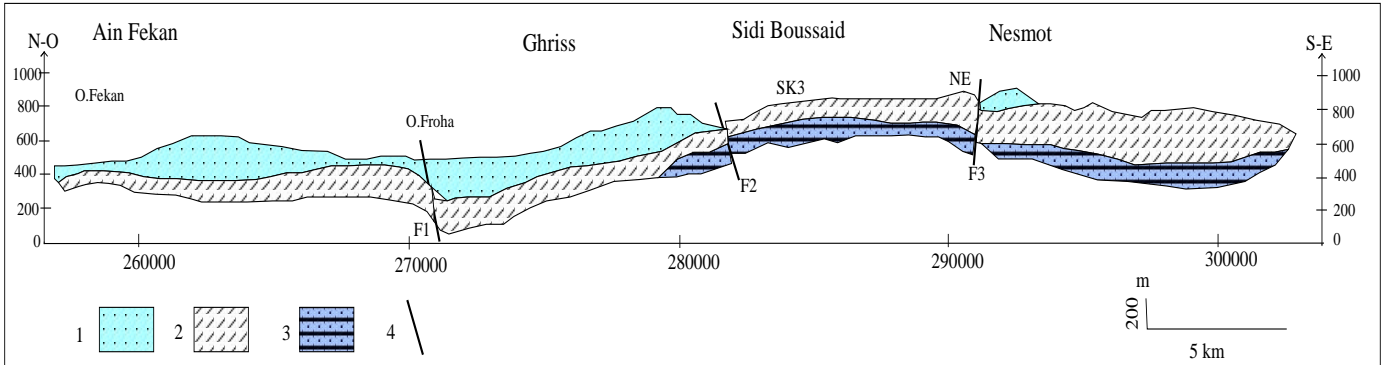
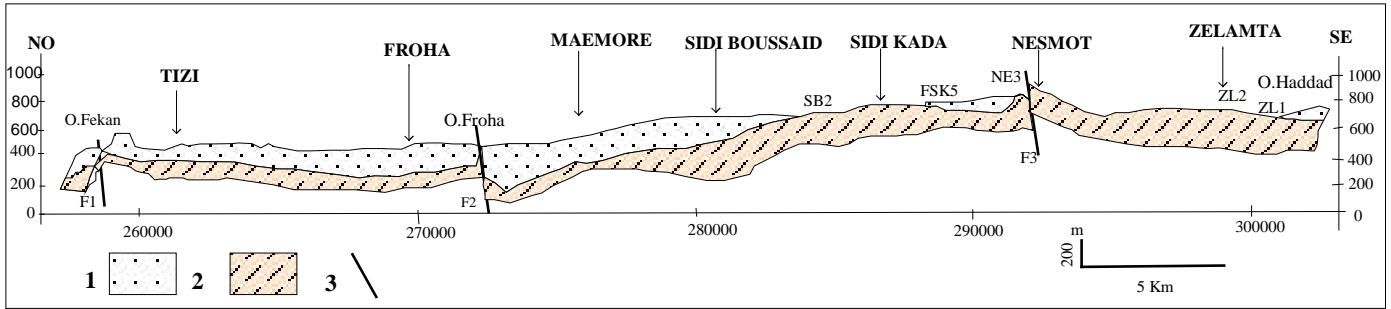


Figure N°III.6 : Coupes géologiques à travers les Monts de Sidi Kada, perpendiculairement aux horsts et aux grabens.

### III.1.6 - Etude géophysique

L'étude géophysique réalisée par le bureau d'étude strojexport prague 1983, 59 sondages électriques verticaux (SEV) sont réalisés et interprétés (Fig.4). La longueur de ligne AB est de 2000 m et le dispositif Schlumberger est adopté : les quatre électrodes sont symétriques et alignées et la distance AB est très grande par rapport à MN (300 m).

On a dressé 9 profils (A-I) parallèles à la direction de N.O – S.E sur une superficie de 60 km<sup>2</sup>.

Les colonnes lithologiques disponibles montrent que les dépôts quaternaires sont essentiellement composés des marnes vertes et intercalations des calcaires. Cette formation est caractérisée par des faibles résistivités et deux couches des calcaires dolomitiques l'une fissurée, caractérisée par une résistivité oscille entre 200 ohm à 900, et l'autre compacte et stérile à des valeurs élevées de résistivité.

La carte géoélectrique de l'étude de strojexport montre l'existence d'une couche d'une gamme (200 à 600 ohm.m) essentiellement des calcaires et dolomies très fissurée, une formation de calcaire et dolomie compacte très résistante (1000 à 7000 ohm) et une troisième conductrice formée des marnes, argiles et intercalation de calcaire (40 à 100 ohm.m)

La formation la plus fissurée correspond à l'aquifère du jurassique supérieur (kimméridgien) représente les valeurs entre 150 ohm.m jusqu'au 900 Ohm.m.

Les valeurs élevées de la résistivité plus de 900 ohm.m dans les courbes géoélectriques caractérisent les couches des dolomies et des calcaires compacts. Sur la partie de l'écartement de AB de 2000 m. Les résistivités faibles à peu près de 40 à 100 ohm.m qui représentent les bases de l'aquifère formées des marnes vertes et intercalations des calcaires.

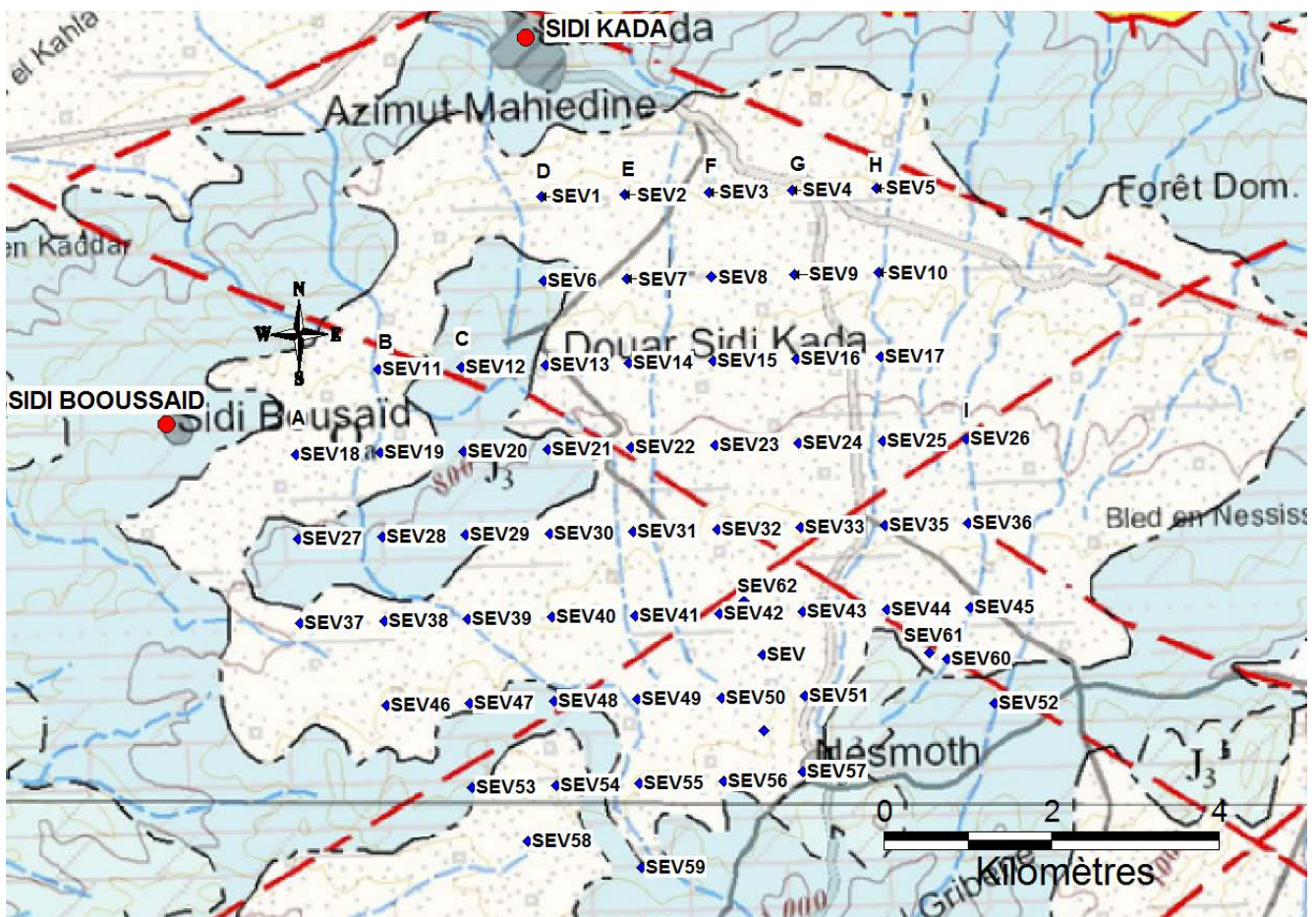
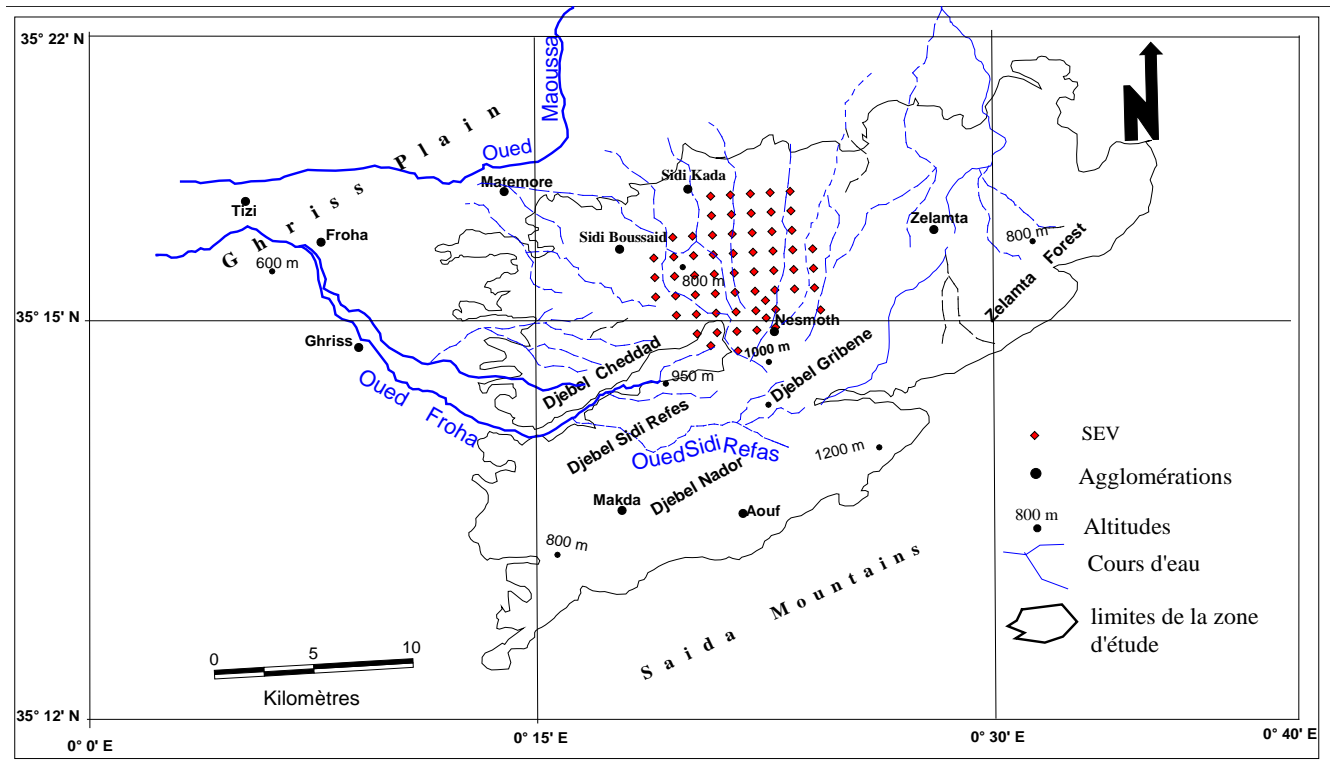


Figure N°III.7 : localisation des Sondages Electriques Verticaux.

### Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques

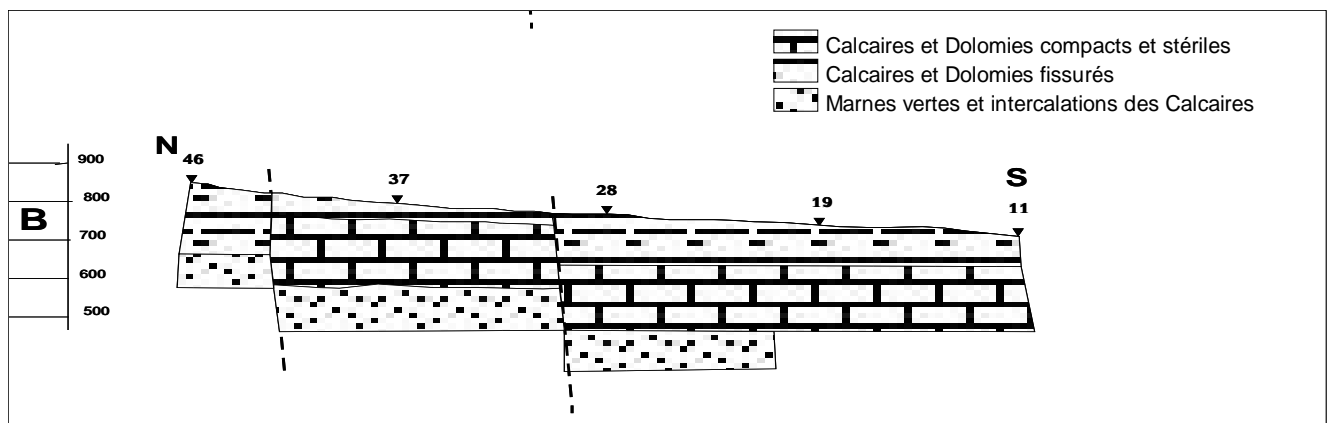
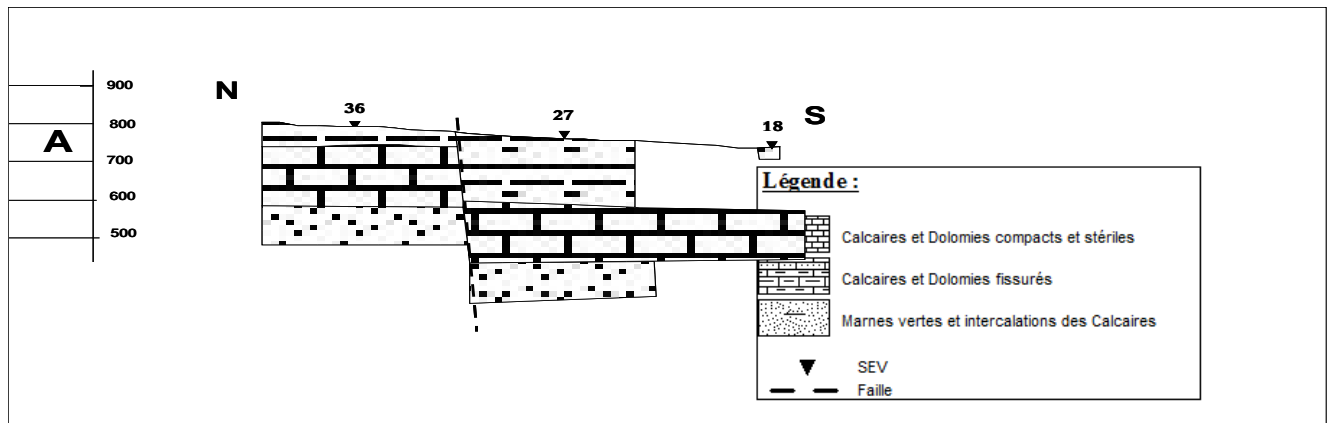
Les sondages électriques permettent de montrer la présence des compartiments séparés par des failles dans la direction Nord – Ouest /Sud - Est.

La partie superficielle est constituée par une succession de calcaire compact atteignant une résistivité supérieure à 900 ohm.m, et des calcaires fissurés caractérisés par des valeurs 150 à 900 ohm.m.

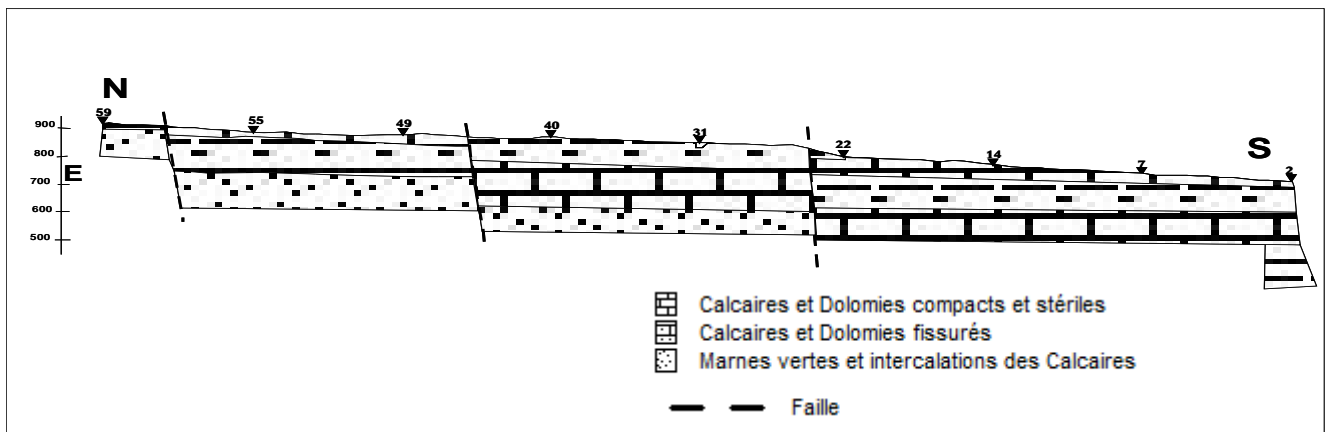
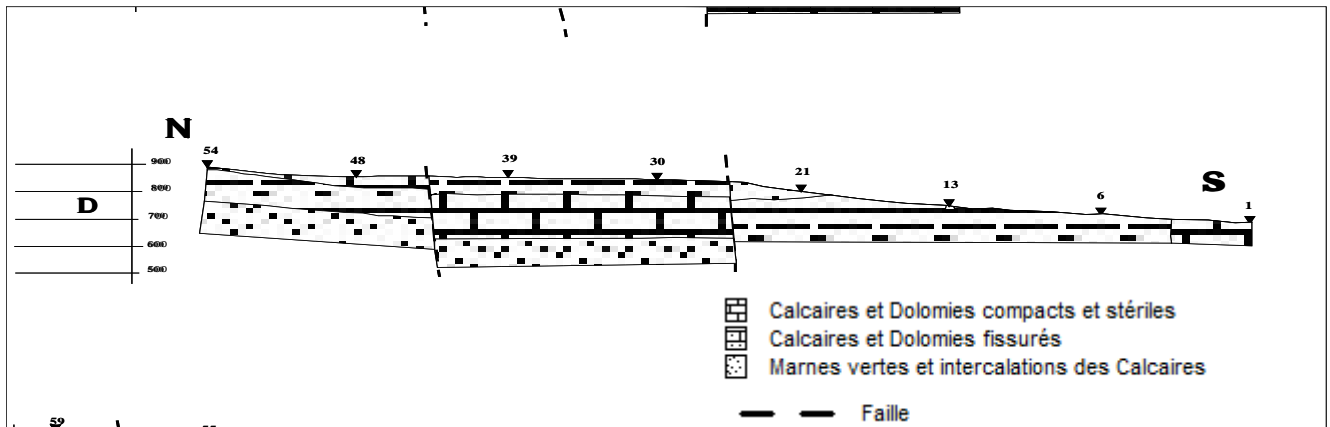
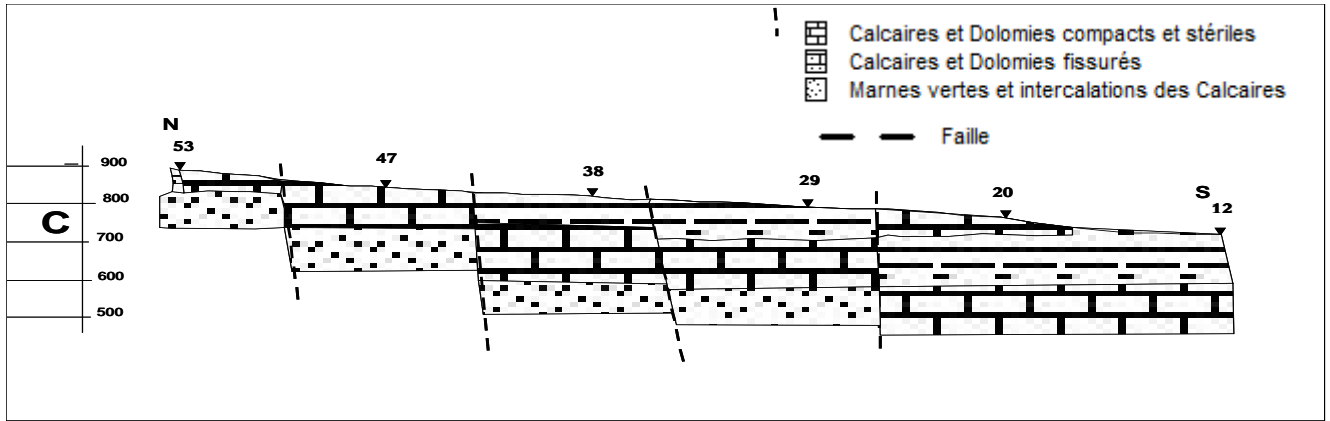
Les couches sou-jacentes d'environ 100 ohm.m représente un faciès marneux.

L'existence des failles confirment une tectonique de type cassante. Les coupes montrent des panneaux séparés par des failles surélevés et une diminution des couches.

Les deux forages NE-2 et NE 3 se situe entre les SEV 34 et 43, d'après les log stratigraphiques la lithologie est formée respectivement d'une croute de calcaire de 10 d'épaisseur, des calcaires dolomitiques compact et stérile, surmonte une couche des calcaires dolomitiques très karstifiée de couleur beige du kimméridgien sa puissance est de 230 m. la couche sou-jacente est formé par les marnes et intercalation de calcaire dolomitique du lusitanien. La géophysique montre la même superposition avec la même épaisseur de la couche compacte.



Chapitre III : Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques



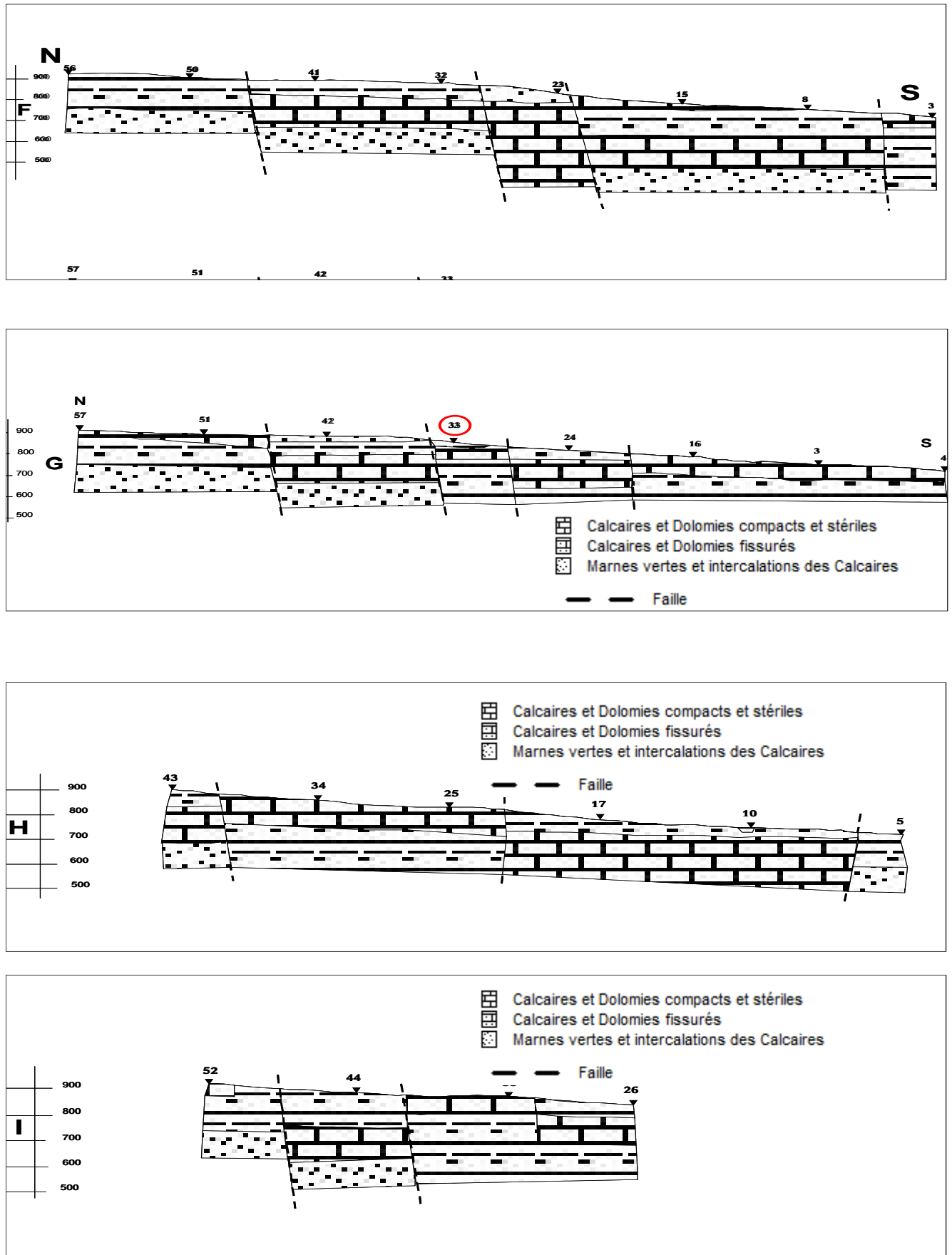


Figure N°III.8 : coupes géoélectriques (profil A-I)

## III.2 Hydrogéologie

### III.2.1 Les formations hydrogéologiques et leurs propriétés hydrodynamiques :

#### III.2.1.1 Les calcaires dolomitiques du jurassique supérieur (Kimméridgien) :

Cette formation renferme un aquifère de type karstique. Les puits et les forages, qui capte cet aquifère, rencontre des fissures et des cavernes relativement développées.

Le mur de cette nappe est représenté par sa partie inférieure relativement compacte. Dans la partie sud le kimméridgien les calcaires dolomitiques avec une alternance de marne bleue et des grès du Lusitanien. Le toit est formé par les alluvions récentes du Quaternaire.

La présence de petits lits de marnes inter stratifiés entre les bancs carbonatés, donne naissance à des nappes perchées qui sont drainées par de nombreuses sources temporaires à débits généralement faibles.

Les paramètres hydrodynamiques ont été évalués au niveau des forages qui captent uniquement les calcaires dolomitiques. Les valeurs de transmissivité, comprises entre  $10^{-4}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/sec.

Par faute de piézomètres profonds, les coefficients d'emmagasinement n'ont pas été évalués avec précision, les valeurs très approximatives attribuées à ce coefficient sont de l'ordre de  $10^{-3}$ .

La formation des carbonates (calcaires dolomitiques) présente les plus vastes affleurements (la presque totalité des Monts de Sidi Kada). Cet ensemble est formé de deux membres séparés par un niveau imperméable, l'ensemble atteignant 450 à 500 m de puissance. Au sommet, les dolomies du Kimméridgien ont une épaisseur qui varie entre 100 et 150 mètres. A la base, les dolomies (Kimméridgien inférieur) totalisent entre 250 et 350 mètres. Les marno-calcaire séparent ces deux niveaux karstiques. Les alternances de marnes et calcaires forment un niveau globalement imperméable de 60 à 120 mètres d'épaisseur.

Les deux niveaux carbonatés dans lesquels se développent les systèmes karstiques des Monts de Sidi Kada peuvent être, selon les zones, soit séparés hydrauliquement, soit mis en contact par les accidents.

La dolomitisation plus ou moins grande de la série présente une importance hydrogéologique considérable car les calcaires dolomitiques et dolomies sont bien moins karstifiables. Les intercalations lenticulaires calcaires montrent les meilleures propriétés transmissives, ils présentent des lapiés développés avec des groupements de dolines, des réseaux souterrains de grande largeur, et de bons débits spécifiques. Selon l'importance de la couche calcaire, située souvent à la base des dolomies, on aura donc un drainage plus ou moins efficace de l'ensemble.

En second, les dolomies présentent une porosité matricielle (porosité intergranulaire des dolomies saccharoïdes ou porosité vacuolaire) beaucoup plus élevée que les calcaires (Vatan, 1967, Azzaz,



2008). Cette porosité d'interstice accentue le rôle capacitif, et, avec la moindre karstification, retarde la vidange. Azzaz,2008

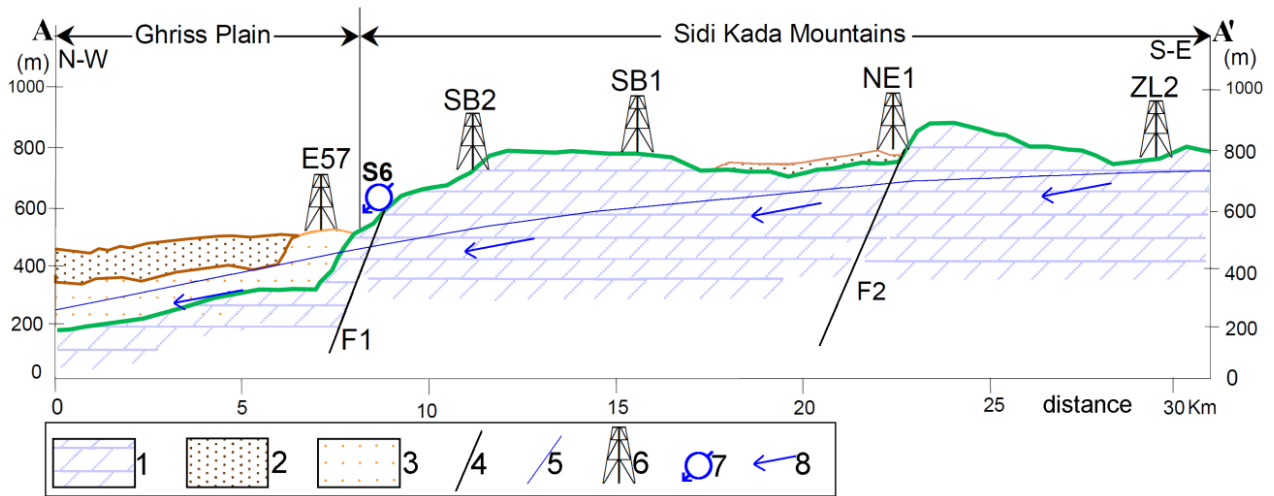


Figure III.9 : Coupe hydrogéologique du système de la source de Sidi Boussaid (S6)

1- Jurassique supérieur (Kimmeridgien); 2- Quaternaire; 3- Plio-quaternaire; 4- Failles; 5- Niveau piézométrique ; 6- Forages; 7- source; 8- Direction d'écoulement. (Ref: Log des forages – Direction des Ressources en Eaux –W.Mascara–).

### III.2.2 Morphologie et fluctuation des nappes

#### III.2.2.1 - Fluctuations piézométriques à l'échelle de la nappe

La variation temporelle de la piézométrie est abordée grâce aux mesures ponctuelles dans les puits et les forages.

Nous avons donc constitué un réseau de suivi piézométrique composé d'une quarantaine de puits, mesurés lors de 2 campagnes de mesure du février 2012 et janvier 2016.

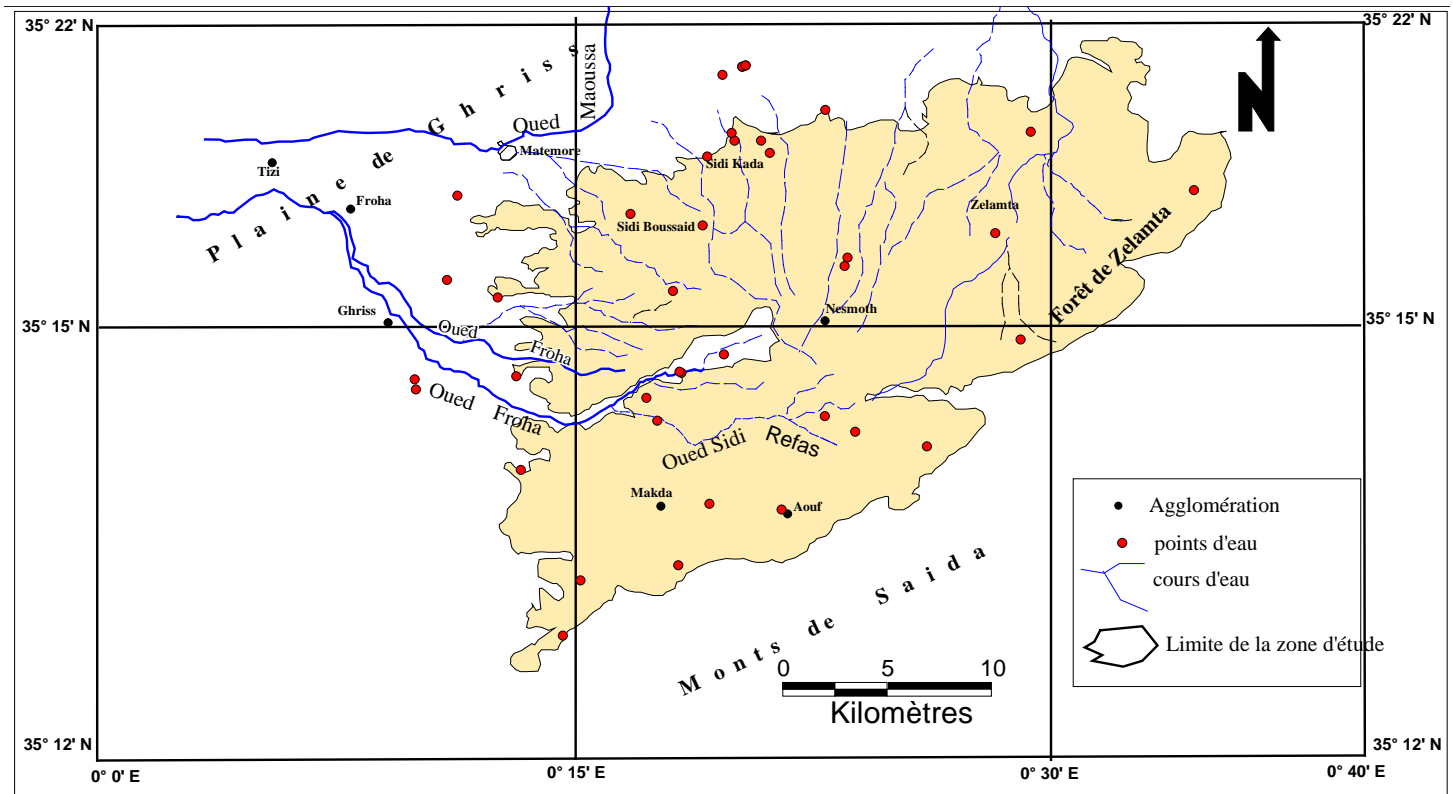


Figure III.10 : localisation des piézomètres

L'observation de la morphologie des cartes piézométriques permet de constater que l'écoulement souterrain se fait, en général, suivant une direction Sud-Est vers le Nord-Ouest (Figure III.11 et 12). L'axe de drainage des eaux souterraines coïncide sensiblement avec le parcours de l'Oued Froha qui draine les eaux de surface.

Elles montrent la présence d'une ligne de partage des eaux, avec deux gradients de part et d'autre, l'un est de l'ordre de 0.007 avec un écoulement orienté Sud-Ouest Nord-Ouest, et l'autre orienté Nord Est Ouest de l'ordre de 0.006, la partie centrale au niveau du plateau de Sidi Kada est distinguée par un aplatissement de la surface piézométrique et une ligne de partage avec un faible gradient de l'ordre de 0.002 à 0.00075.

Dans la zone Sud-Ouest de la nappe, les courbes isopièzes de Janvier 2016 sont resserrées, indiquant un gradient hydraulique important, de l'ordre de 0.007.

Dans la zone Sud-Est, les courbes se trouvent espacées suite à un gradient hydraulique faible, de l'ordre de 0.002. Au Nord dans la plaine de Ghriiss, les courbes sont espacées car c'est la zone d'accumulation des eaux souterraines.

On note que la surface piézométrique met en évidence une nappe convergente. La nappe des calcaires dolomitiques des Monts de Sidi Kada alimente la nappe de plaine de Ghriiss.

L'examen de ces deux cartes conduit aux mêmes constatations signalées (février 2012 et janvier 2016), avec une certaine augmentation du niveau piézométrique en janvier 2016 due à la forte

pluviométrie enregistrée surtout des deux années 2014 et 2015. On remarque une certaine perturbation locale au niveau de la zone d'accumulation, due à la surexploitation de la nappe pour assurer l'irrigation.

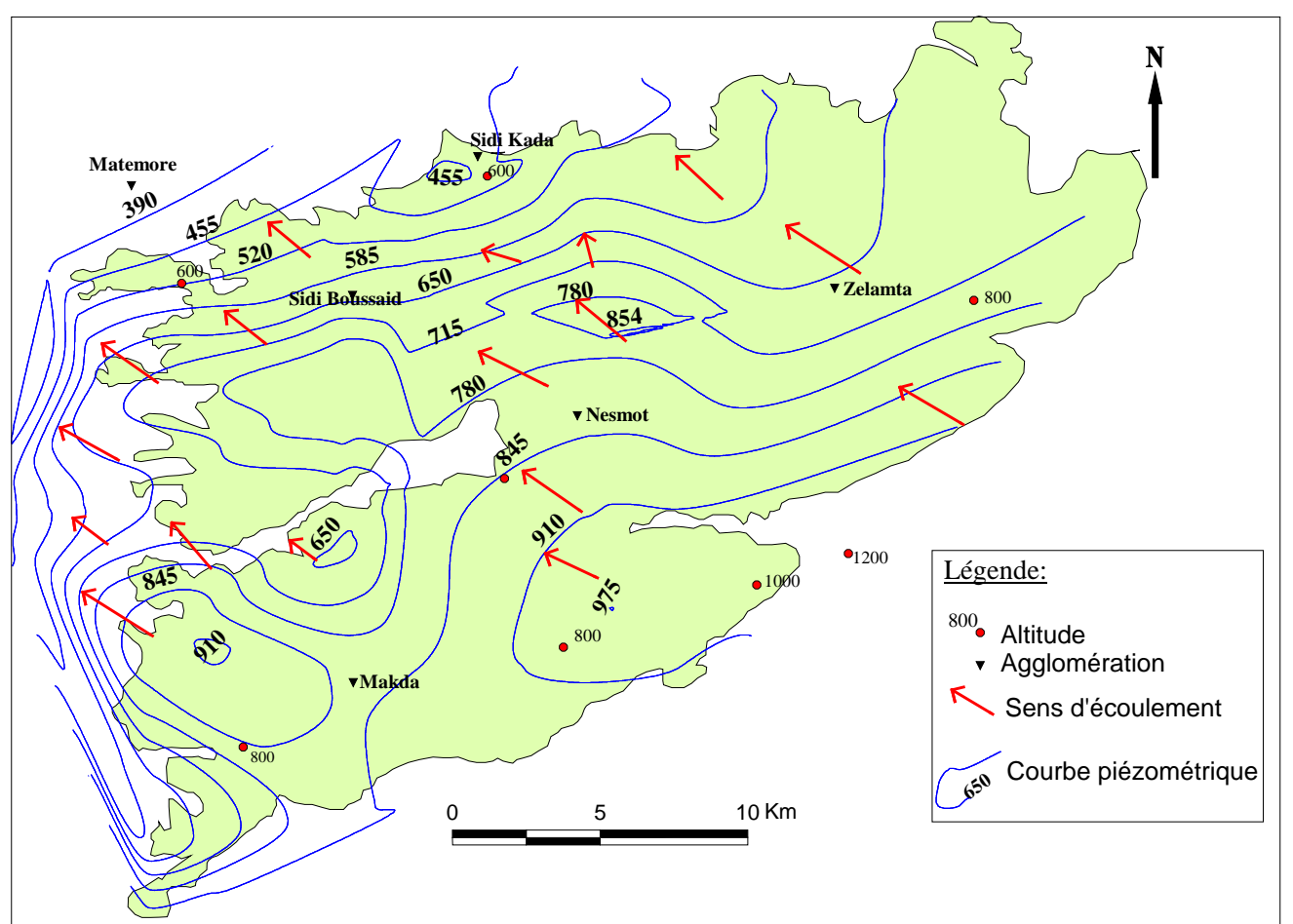


Figure III.11: Carte piézométrique de la nappe karstique des Monts de Sidi Kada, (février 2012).

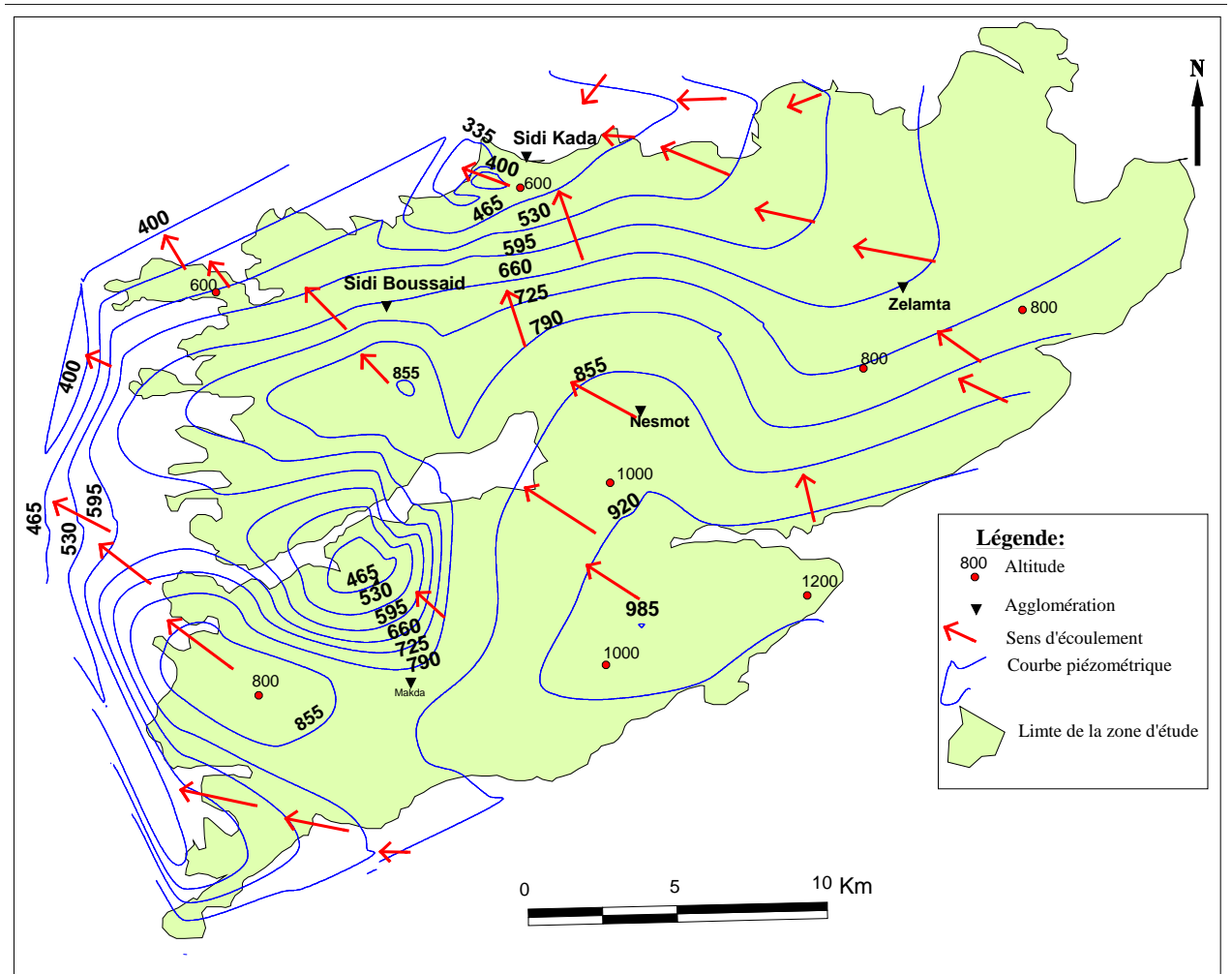


Figure 12: Carte piézométrique de la nappe karstique des Monts de Sidi Kada , (janvier 2016)

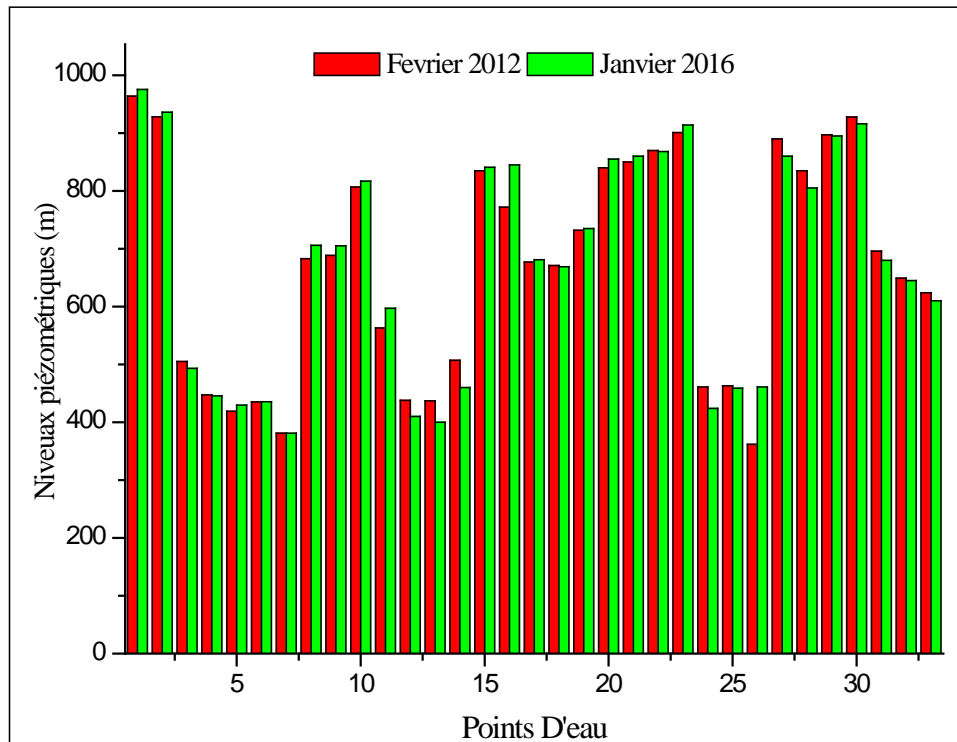


Figure III.13 : présentation des fluctuations des niveaux piézométriques (Février 2012 et Janvier 2016).

Dans le tableau ci-dessus sont reportés les niveaux piézométriques de la nappe karstique des monts de Sidi Kada des deux périodes février 2012 et janvier 2016. Nous constatons une augmentation des niveaux piézométriques, ceci due à une recharge de l'aquifère surtout durant les deux années 2014 et 2015. La mobilisation des eaux superficielles par réalisation des retenues collinaires au niveau des zones d'alimentation de la plaine de Ghriss (Makda, Sidi Boussaid et Sidi Kada) a un impact positif sur les nappes (cas de la retenue collinaire de Sidi Boussaid), Le piézomètre P04 (réseau ANRH) qui surveille les calcaires dolomitiques a connu une remontée de niveau (NS=118,74 m) due à une recharge de la nappe à partir de la retenue et initialement le piézomètre a été à sec en Octobre 2011.

#### IV.1 – Introduction

La nature géologique et la pente naturelle du substratum du milieu d'étude, présentent des conditions favorables pour l'infiltration des eaux et leur circulation relativement rapide au sein de l'aquifère. Ce dernier paramètre, ainsi que la nature du réservoir, conditionnent fortement la minéralisation des eaux de la nappe karstique.

La chimie des eaux, qu'elles soient souterraines ou de surface, est un moyen d'information sur l'origine et sur les modalités d'écoulement des eaux. Elle offre des outils qui permettent d'utiliser les éléments dissous dans l'eau comme des traceurs naturels au moyen desquels l'histoire de l'eau peut être reconstituée.

Un réseau de points d'eau témoins a été l'objet d'observations mensuelles. Le nombre d'analyses effectuées a permis de comparer le chimisme des eaux de l'ensemble des points afin de dégager des caractéristiques liées à l'aquifères qu'elles drainent et de définir leur évolution dans le temps et dans l'espace.

#### IV.2 – Points d'observation

L'étude hydrochimique a concerné des puits et des forages implantés dans les monts de Sidi Kada et elle s'est basée sur deux séries de données : une série relative à la campagne que nous l'avons effectuée de janvier 2014 au mars 2015, la deuxième série a été réalisée par l'ADE en mars 2016 et mai 2018, regroupant les forages de Sidi Boussaid, Zlameta et Nesmot (SB1, ZL1, ZL2 et NE1). Les 6 sources (S1, S2, S3, S4 (**localité de Makda**), S5 (**localité Ain Soltane**) et S6 (**localité Sidi Boussaid**)), le puits (P) et les 4 forages de Sidi Kada (FSKc, FSK5, FSK5, F.Sidi Mahieddine.); qui ont fait l'objet de la première campagne ont été choisis en tenant compte d'une meilleure répartition possible des points et inclure le plus grand nombre de forages en activité. (figure IV.1)

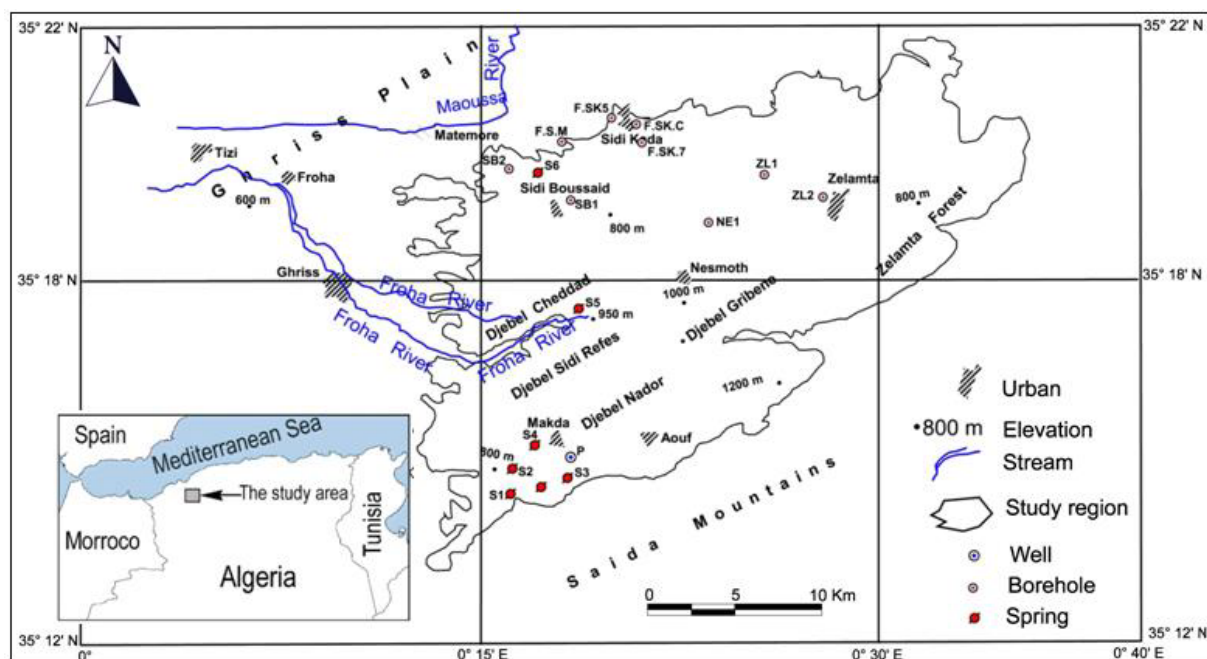


Figure N°IV.1 : carte de localisation des points analysés.

L'échantillonnage s'est fait en utilisant des bouteilles d'un litre et demi (deux bouteilles pour chaque point échantillonné) et les échantillons collectés ont été analysés au laboratoire d'hydrochimie de l'A.N.R.H. d'Oran.

Le pH, la température, la conductivité, la salinité, l'oxygène dissous et le TDS ont été mesurés in situ à l'aide d'un appareil multiparamètre, modèle HI 9828. Les concentrations des éléments chimiques : Ca, Mg,  $\text{HCO}_3$  et Cl ont été calculées par volumétrie. Les teneurs en Na et en K ont été quant à elles estimées à l'aide d'un photomètre à flamme DIEIT CORNING-410. Le dosage des sulfates a été fait par gravimétrie. Pour les nitrates, elles sont réduites en nitrites et ces dernières ont été calculées par un UV-visible PERKIN-ELMER-lambda 25.

### IV.3- Description des données et diagrammes

#### IV.3.1- Diagrammes décrivant la composition chimique des eaux

Le diagramme de Piper (figure IV.2) permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eau. Il est composé de deux triangles permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique et d'un losange synthétisant le faciès global.

La présentation des résultats d'analyse des eaux sur le diagramme de Piper (Fig. 5) montre que les eaux de la zone d'étude sont réparties en deux faciès chimiques : 59% des eaux sont bicarbonatées- magnésiens et calciques et 41% sont chlorurées et sulfatées-calciques et magnésiens. Les eaux de la nappe épikarstiques relativement influencées par la pollution

anthropique (agriculture et rejet d'eaux usées domestiques) qui représentent les sources S1, S3, S5, S6 et les forages de la partie sud est du bassin versant (ZL1, ZL2 et NE1). Les teneurs relativement fortes en bicarbonates et en magnésium sont à l'origine de la dissolution des calcaires dolomitiques. Les eaux de la source S4 et P sont caractérisées par un faciès chimique bicarbonaté- chlorurées et sulfatées-calciques et magnésiens. Les deux derniers éléments proviennent de la dissolution des lentilles de gypse et des évaporites.

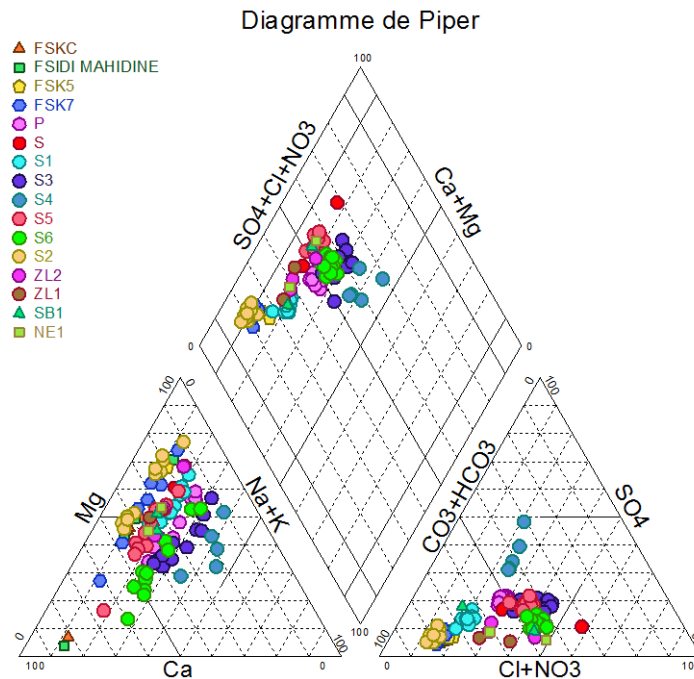


Figure N°IV.2 : Présentation du faciès chimique des eaux des points analysés (diagramme de Piper) –période : janvier 2014 au mars 2015-

Dans le diagramme de Schoeller on a représenté les échantillons ; les sources et les forages du kimméridgien du Jurassique supérieur (figure IV.3). La représentation permet de définir le faciès chimique des eaux étudiées et leurs variations entre deux périodes : hautes (septembre – avril 2014 et janvier – mars 2015) et basses eaux (mai - aout 2014).

En général, les faciès chimiques des eaux des sources (S1, S2, S5 et S6) et le forage FSKc montrent qu'elles sont bicarbonatées magnésiennes et calciques, faiblement nitratées (dans les valeurs naturelles), moyennement minéralisées avec des concentrations basses en chlorures, sodium et sulfates (figure IV.3). Le forage de FSKc est faiblement minéralisé et présente des concentrations relativement faibles en chlorures, sodium et sulfates. Les eaux de S5 et les S6 montrent des faciès bicarbonaté calcique différemment aux précédents. Alors que la minéralisation en S5 et S6 est relativement élevée avec des concentrations en sulfates,



chlorures et sodium relativement élevée, indiquant des caractéristiques des eaux superficielles. En revanche, la source S4 montre un faciès bicarbonaté magnésien et calcique et sodique et sulfatés, fortement minéralisé. Les teneurs élevées en sulfates, chlorures et sodium sont d'origine géogène indiquant la présence des gypses et des évaporites.

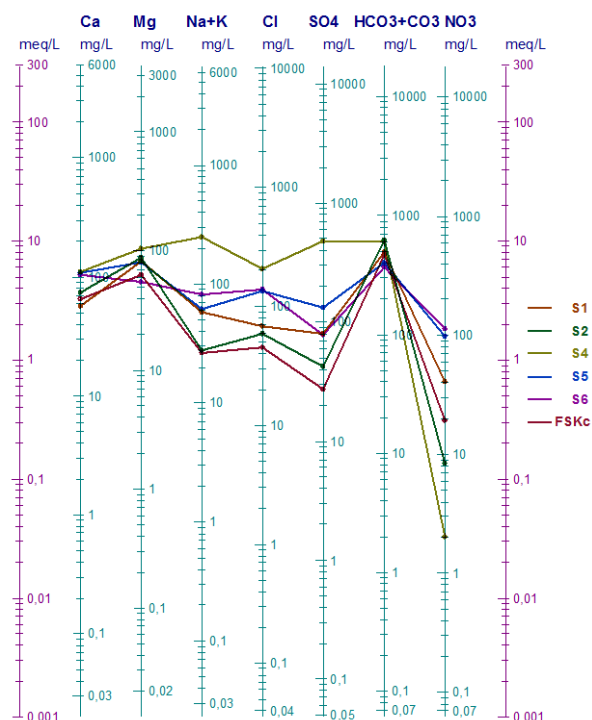


Figure N°IV.3 : Diagramme de Schoeller pour la période 2014 – 2015 des eaux analysées.

Les figures N°IV.4 - N°IV.8 montrent le faciès chimiques des eaux des points analysés à partir du digramme de Schoeller.

L'évolution du faciès chimique des eaux de S1 pendant les deux périodes (hautes eaux et bases eaux) montre un faciès identique avec une légère augmentation en Mg indiquant l'arrivée des eaux mixtes (récentes et anciennes) à l'exutoire (le rapport entre Mg/Ca varie entre 1.4 et 1.9). (Cette observation traduit le comportement dominant de la zone saturée et la fonction capacitive du système. Similairement à la source S1, la source S2 est caractérisée par un faciès magnésien et calcique. Le faciès en S4 pendant les deux périodes montre des valeurs élevées en Mg indiquant les eaux de la zone saturée.

Les eaux de la source S5 et la source S6 sont bicarbonatées calciques et magnésiennes avec des teneurs relativement élevées en allochtones (sulfates, chlorures et nitrates) durant la période des hautes eaux. Les bases eaux représentent des teneurs en calcium plus élevée PAR rapport à S5 avec des faibles teneurs en magnésium. En revanche, les sulfates en S5 sont supérieures du aux pratiques dans le sol.

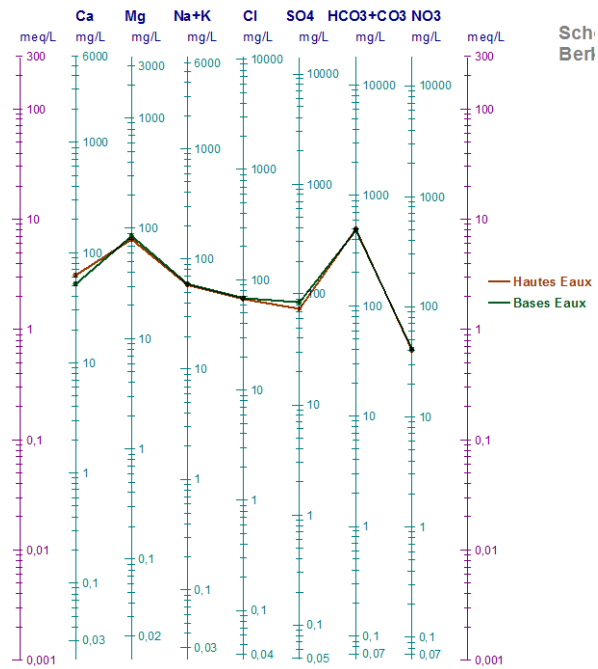


Figure N°IV.4 : Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S1 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.

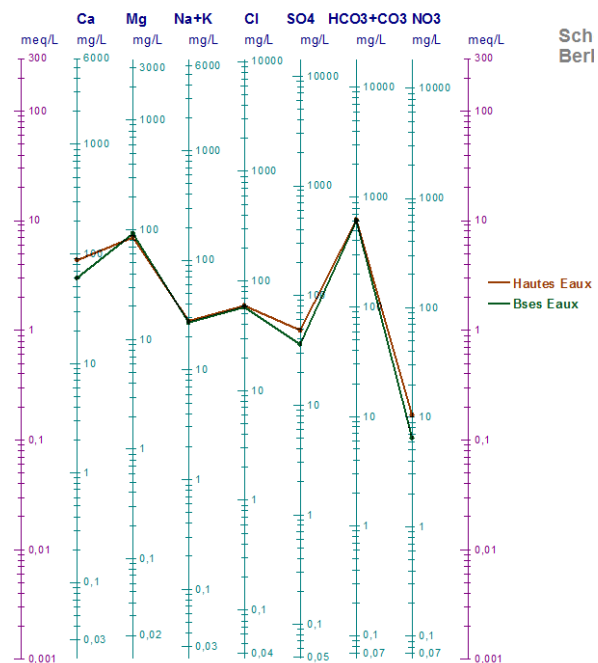


Figure N°IV.5: Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S2 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.

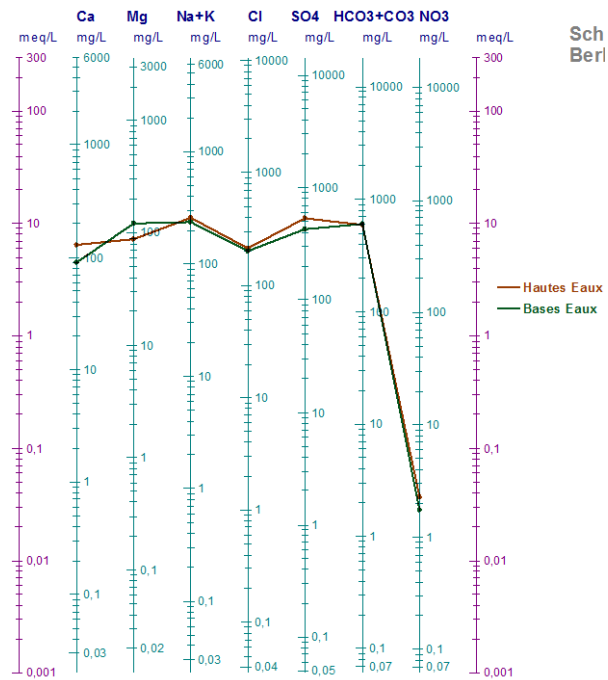


Figure N°IV.6 : Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S4 pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.

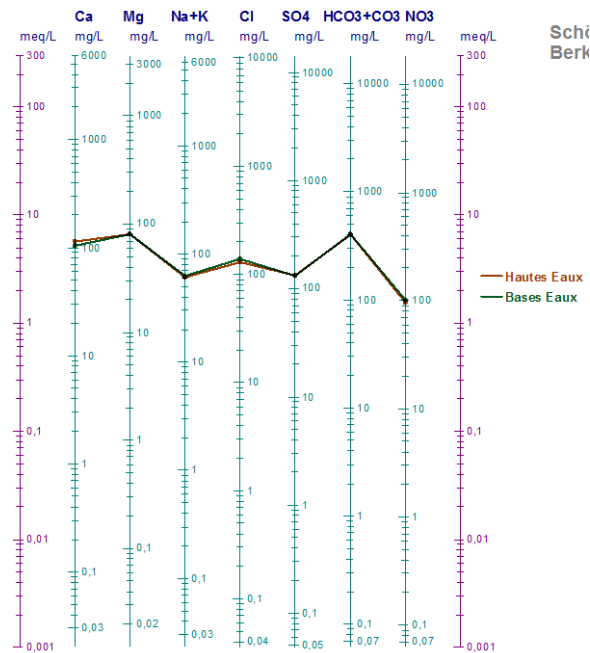
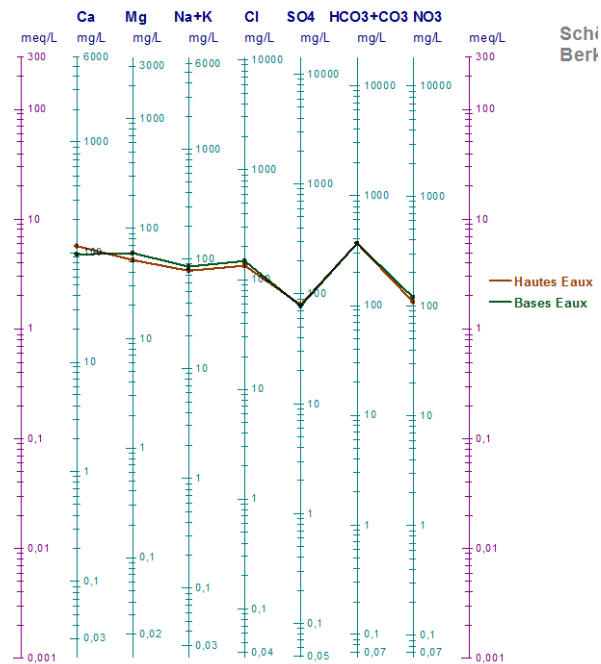


Figure N°IV.7: Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S5 (Ain Soltane) pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.



**Figure N°IV.8 :** Diagramme de Schoeller pour les eaux de la source S6 (Sidi Boussaid) pendant les périodes des hautes eaux et bases eaux.

#### IV.3.2- Les analyses factorielles

Les analyses factorielles permettent d'observer des relations entre les différentes variables (conductivité, température, pH, ...) et entre les échantillons entre eux et avec les variables. Le nombre de variables est trop grand pour pouvoir faire une synthèse facile des données. Pour cette raison, on a eu recours au logiciel XLSTAT pour effectuer les traitements de données. En fait, on a utilisé une méthode qui est adaptée aux données chimiques : les analyses en composantes principales, ACP (Greenacre, 1984 in Bakalowicz, 1994).

L'ACP est une technique mathématique permettant de réduire un système complexe de corrélations en un plus petit nombre de dimensions. Elle est donc une méthode de réduction du nombre de caractères permettant des représentations géométriques des individus et des caractères. Cette réduction n'est possible que si les caractères initiaux ne sont pas indépendants et ont des coefficients de corrélation non nuls.

L'ACP est une méthode factorielle car la réduction du nombre des caractères ne se fait pas par une simple sélection de certains d'entre eux, mais par la construction de nouveaux caractères synthétiques obtenus en combinant les caractères initiaux au moyen des facteurs. C'est une méthode linéaire car il s'agit de combinaisons linéaires.

La présentation des points analysés montre que les chlorures fluctuent avec les nitrates, enregistrant une corrélation positive significative ( $r = 0,78$ ) (figure IV.9 a). Cette corrélation

suggère des apports anthropiques indiquant la même origine (sol et épikarst) de ces éléments qui sont considérés comme des traceurs d'infiltration (Leybourne et al., 2009 et Lorette et al., 2018). Il existe une corrélation significative entre  $SO_4$  et  $Cl$  ( $r = 0,97$ ) indiquant une origine anthropique (figure. N°IV.9 a). Alors qu'en S4, la corrélation significative ( $r = 0,87$ ) indique l'existence d'évaporites et des gypses (figure IV.9 b). La corrélation entre  $Ca$  et  $SO_4$  est négative mais faible ( $r = -0,176$ ) (figure IV.9 a) implique que  $Ca$  n'est pas dérivé du gypse dans la majorité des échantillons, et indique que le  $SO_4$  est acquis dans la zone non saturée avec infiltration. Ainsi, on peut conclure que les paramètres liés à l'agriculture (nitrates et sulfates) sont dérivés des engrais appliqués sur les zones agricoles (Mudarra et al., 2014). En revanche, les points d'eau dont la chimie est marquée par le gypse ou l'anhydrite et des évaporites présentent une bonne corrélation entre ces deux éléments ( $r = 0,93$ ) (figure IV.9 b). Les roches carbonatées de la région contiennent rarement des concentrations mesurables de minéraux soufrés.

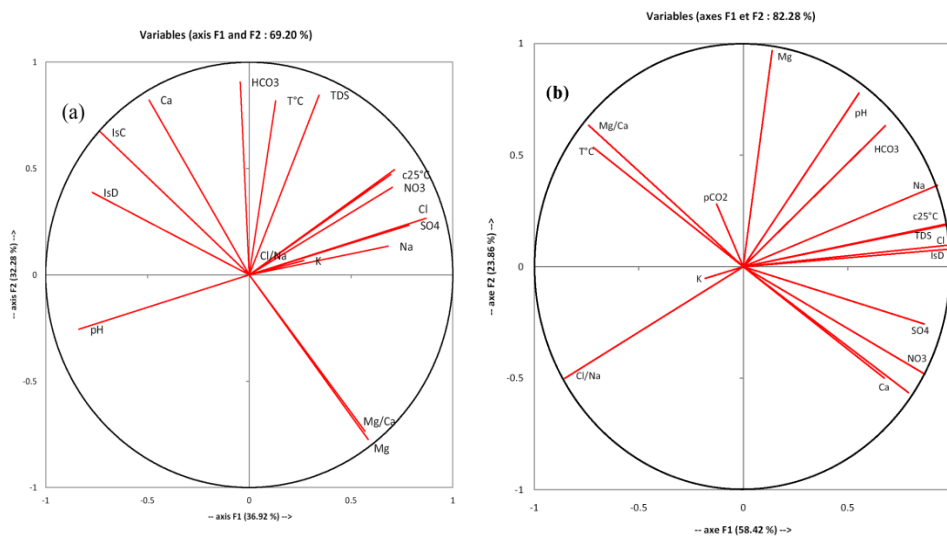


Figure N°IV.9 : Répartition des résultats de l'analyse en composantes principales (ACP) : (a) toutes les sources de l'aquifère et (b) la source S4

## IV.4 - Apport de la physico-chimie

### IV.4.1 - Paramètres physique

#### IV.4.1.1- Température

La température des aquifères est influencée par la surface et la profondeur. Dans les aquifères peu profonds, elle est principalement déterminée par la température de l'air et de l'eau de surface des bassins d'alimentation. De ce fait, la température naturelle des eaux souterraines proches de la surface avoisine la moyenne annuelle de la température de l'air. En zone saturée, le flux thermique terrestre commence à sup-planter le flux thermique en provenance

de la surface à partir de 20 à 30 mètres de profondeur environ (Sarret 2010) et, à partir de 50 mètres, les variations annuelles de la température se stabilisent (Burger et al., 1985).

Les températures moyennes des eaux souterraines varient d'une source à l'autre à savoir la zone de drainage des eaux (tableau N°VI.1). La moyenne des températures nous permet de distinguer les eaux des sources peu profondes influencées par la température de l'air par rapport aux eaux des sources relativement profond non influencées. La moyenne des températures des eaux des sources S5 et S6 sont plus proche à la moyenne de la température de l'air ( $\approx 18^\circ\text{C}$ ), ceci indique des eaux de la zone non saturées. La moyenne des températures des eaux des forages ( $21^\circ\text{C}$ ) sont généralement supérieures à celle de l'air ( $+3^\circ\text{C}$ ). Nous remarquons qu'il n'y a pas une corrélation entre les conductivités et les températures. Donc la température n'apparaît pas comme un paramètre qui discrimine de façon claire le comportement des sources. Les valeurs des moyennes des températures des sources S2 et S4 sont plus faibles que la moyenne de l'air ( $- 2.5^\circ\text{C}$ ) traduit l'éloignement des sources de la surface (des sources peu profonde). Les différents sites d'études présentent des dynamiques très variées. Les figures N°IV.10 - N°IV.15 présentent l'évolution de ces chroniques de températures pour les années 2014 et 2015. Les variations des températures en S5 et S6 montrent que le système est caractérisé par une recharge allochtone indiquant une forte influence des températures extérieures avec de grandes variations annuelles. Des pics positifs de températures ont lieu au cours de l'étiage quand les températures extérieures sont plus élevées (entre mai et octobre), tandis que le pic négatif avec des températures plus faibles apparaissent au cours de la crue de mars. Il apparait aussi clairement que la source S4 est beaucoup plus tamponnée. Ces faibles variations pourraient s'expliquer par la faible quantité d'infiltrations localisées dans ce système, un degré de karstification faible (S4), ou encore un effet tampon lié à la zone saturée.

#### **IV.4.1.2- Conductivité électrique**

Les résultats d'analyse de la conductivité de l'eau tels que présentés dans le tableau IV.1 permettent de caractériser les eaux de la nappe calcaréo-dolomitique du Kimméridgien en fonction de leurs valeurs de conductivité. L'eau des forages FSKc, FSK Sidi Mahieddine FSK5 et FSK7 situés aux piémonts nord des monts de Sidi Kada et les sources S1 et S2 situées dans le sud-ouest sont caractérisées par des valeurs de conductivité allant de 774 à 1100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Pour les sources de la partie nord du bassin et les forages situés au sud-est, ces valeurs varient entre 1200 et 1402  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Cependant, la source S4 est individualisée par des valeurs élevées de conductivité allant de 1886 à 2644  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Cette minéralisation relativement forte peut s'expliquer par l'existence d'un passage des lentilles de gypse ou

Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

l'existence des évaporites avec des teneurs relativement élevées en  $SO_4$ , Cl et Na. Les forages situés dans le sud-est (régions de Zelamta et Nesmot) présentent des teneurs hydrochimiques relativement élevées par rapport aux forages situés dans les contreforts nord.

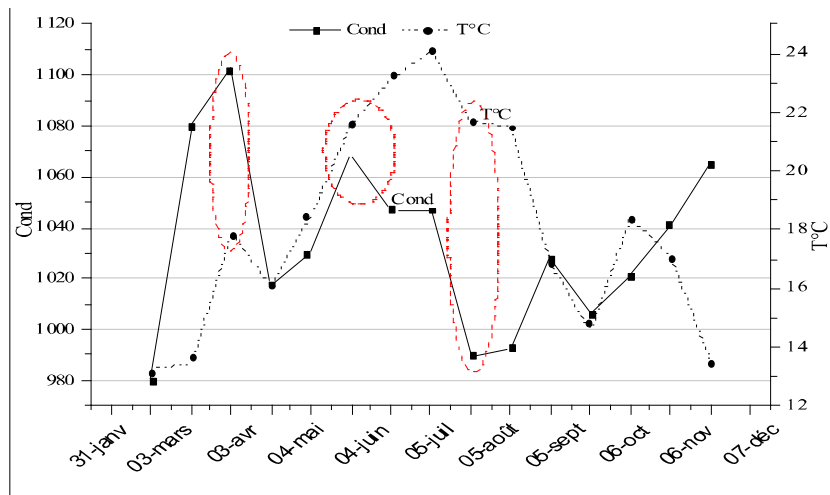


Figure N°IV.10 : Variation de la conductivité et la température de la source S1.

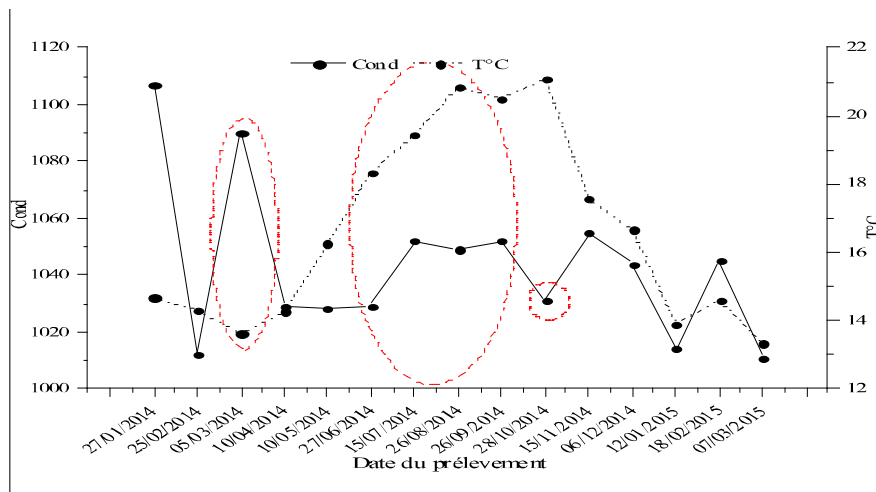


Figure N° IV.11: Variation de la conductivité et la température de la source S2.

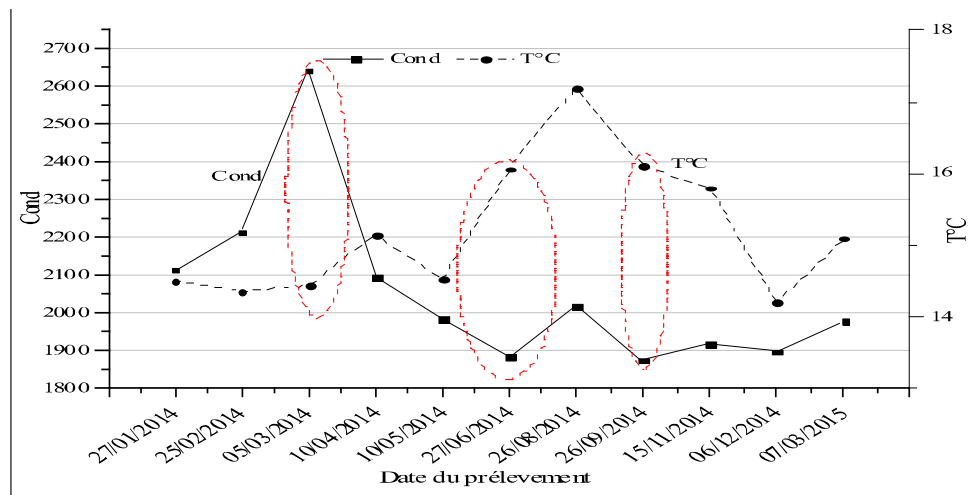


Figure N° IV12 : Variation de la conductivité et la température de la source S4.

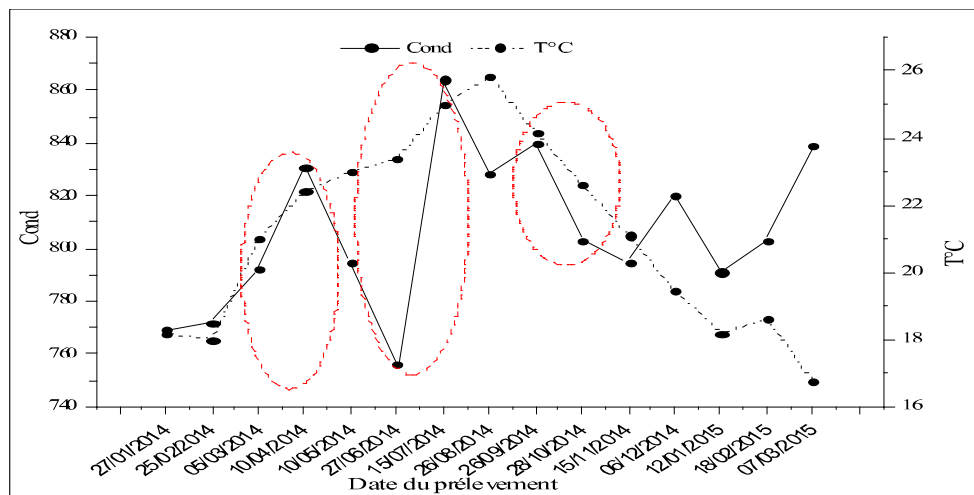


Figure N° IV13 : Variation de la conductivité et la température de la source S5.

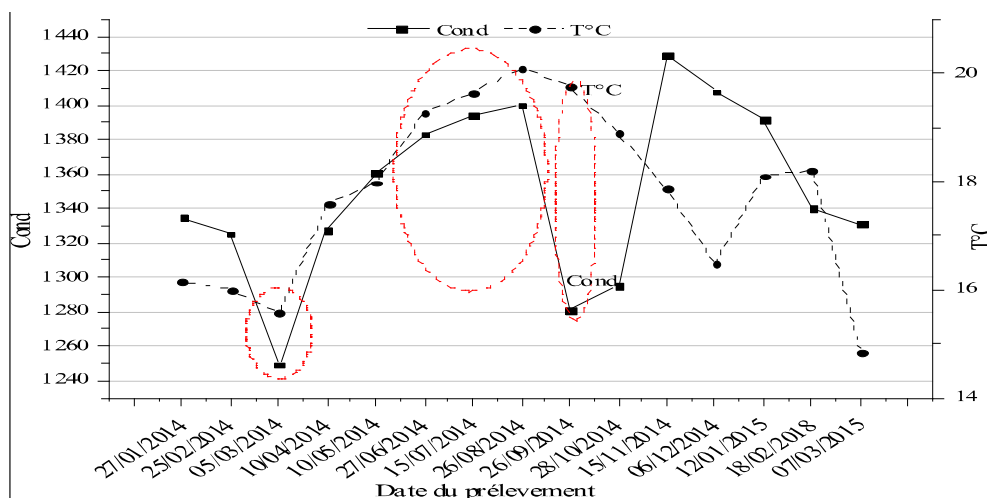


Figure N° IV.14: Variation de la conductivité et la température de la source S6.



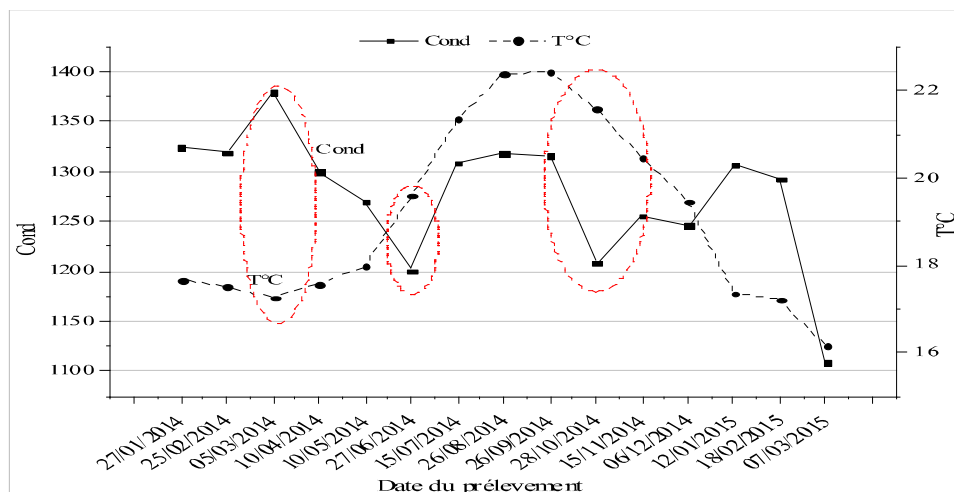


Figure N° IV.15: Variation de la conductivité et la température de la source FSKc.

#### IV.4.2- Apport des données hydrochimiques

##### IV.4.2.1- Signatures hydrochimiques caractéristiques

###### IV.4.2.1.1- Apport des éléments HCO<sub>3</sub>, Ca et Mg

Les bicarbonates et le calcium sont considérés comme des traceurs géochimiques. Les teneurs relativement élevées en bicarbonates et calcium caractérisent des eaux à temps de séjour restreint alors que des eaux présentant des fortes teneurs en magnésium témoignent d'un temps de résidence prolongé dans l'aquifère.

La dissolution des aquifères carbonatées est caractérisée par les teneurs relativement élevée en HCO<sub>3</sub> et Ca. On peut divisée les concentrations du HCO<sub>3</sub> en trois familles. La première famille est caractérisée par des teneurs qui varient entre 595 à 642 mg/l (S2 et S4) (figure N°IV.16 et 20), dans la deuxième famille les valeurs varient de 480 mg/l et 514 mg/l (S1, S3, P et FSKc) (figure IV16 et 20) et une dernière famille avec des valeurs relativement faibles avec des teneurs qui s'échelonnent entre 340 mg/l à 416 mg/l (S5 et S6) (figure N°IV.16 et 20). Quand au Ca les valeurs varient entre 37 mg/l et 174 mg/l selon la période des prélèvements réalisés sur les différents exutoires étudiés (figure IV.16 et 20). Les forages sont caractérisés par une minéralisation largement inférieure à ceux des sources. Cela peut être du à la profondeur ou l'altitude qui diminue le phénomène de dissolution. Ces observations sont cohérentes avec les études de Blavoux et al. (1979) et Calmels et al. (2014). Les teneurs en Mg<sup>2+</sup> montre une dynamique similaire dans les différents points, il est un substitut de Ca dans les roches carbonatées et est souvent utilisé pour caractériser dans ces aquifères des eaux à temps de résidence longs (Mudry, 1987; Batiot et al., 2003). On distingue cependant des teneurs plus élevées en HCO<sub>3</sub> à la source S4 qui peuvent s'expliquer par une

origine géogène. Les deux sources S1 et S2 enregistrent des teneurs en  $Mg^{2+}$  en moyenne respectivement de 82 mg/l et 89 mg/l, ce qui confirme que la S2 est un peu profond que la source S1 (voir l'influence de la température du sol et les teneurs en  $NO_3$ ).

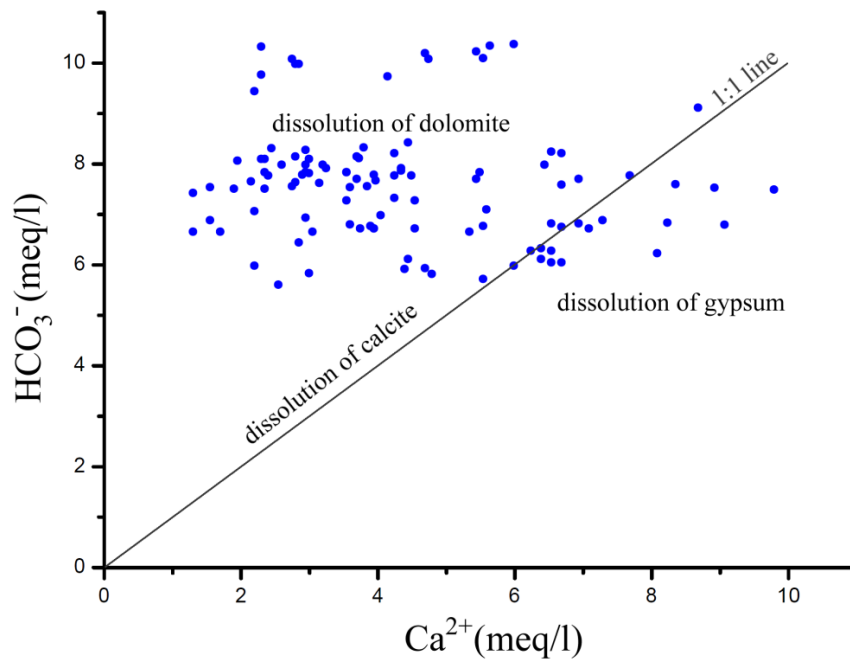


Figure N°IV.16 : Relation  $HCO_3^-$  – Ca dans les points analysés dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada

#### IV.4.2.1.2- Le sodium et les chlorures (Na et Cl)

Les teneurs relativement élevées mesurées sur notre site impliquent donc plusieurs origines qui peuvent être multiples – géogènes (roches évaporitiques) et/ou anthropiques (agriculture, rejets domestiques). Les analyses des eaux de l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada montre trois groupes à savoir : le premier groupe représente la partie Sud-Ouest (les sources S1 et S2, les forages localisés dans le Nord-Ouest (FSKc, FSK7, F.Sidi Mahieddine, FSK5, SB1 de Sidi Boussaid) et les forages localisés au Sud-Est (ZL1 et ZI2 de Zelamta et la forage NE1 de Nesmot) qui sont caractérisés par des teneurs relativement faibles, le deuxième groupe représente les eaux des sources influencée par l'action anthropique (S5 et S6) alors que le troisième groupe est représenté par la source S4 dont les eaux sont caractérisées par des teneurs élevées en Cl et  $SO_4$ . Les eaux du premier groupe caractérisent les eaux profondes par contre celles du deuxième groupe caractérisent les eaux peu profonde. Concernant les eaux du troisième groupe qui représentent la source S4 et présentent des teneurs relativement élevées dans notre système, l'origine potentiellement géogène de ces teneurs peuvent être attribuées aux formations marneux argileuses et évaporitiques. Les rejets

domestiques pourraient être à l'origine de ces teneurs élevées en 2<sup>ème</sup> groupe, sachant d'ailleurs que les agglomérations de la région ne sont encore pas systématiquement reliées à un réseau d'assainissement ainsi certaines pratiques agricoles de plus en plus fréquentes suggérant un apport en chlorures par des fertilisants agricoles de type KCl.

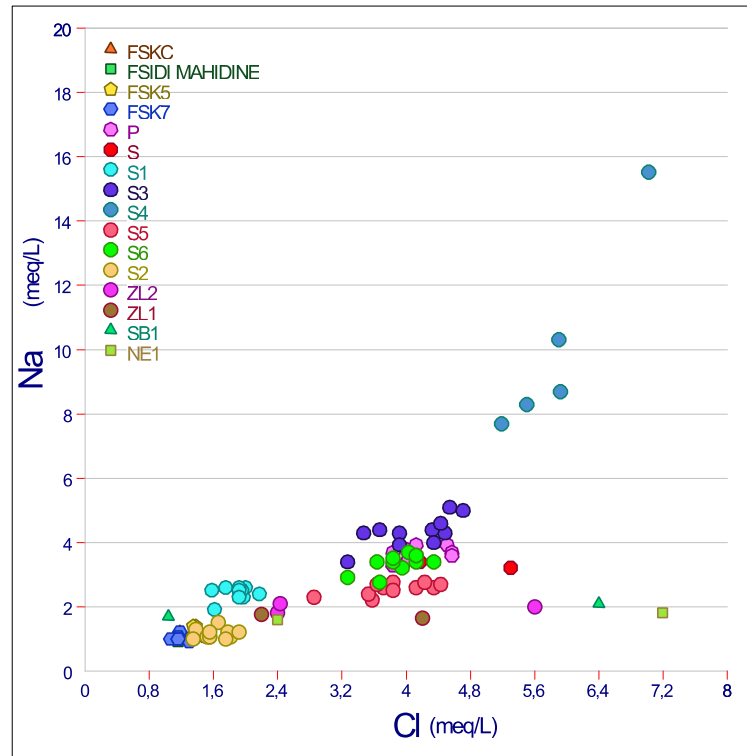


Figure N°IV.17 : Relation Cl – Na des points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada

#### IV.4.2.1.3- Les sulfates (SO<sub>4</sub>)

Les valeurs les plus faibles en sulfates sont enregistrées dans les forages notamment en FSKc (figure IV.18). La source S4 est caractérisée par des teneurs relativement élevées en sulfate avec une teneur moyenne de 462 mg/l. On constate une corrélation nette entre les ions Ca et SO<sub>4</sub> au niveau du S4 (figure IV.19). Cette observation implique soit un enrichissement en sulfate de ce point au contact d'évaporites au sein du système soit de passées marneuses ou d'argiles de remplissage et de joints de stratification. La présence de passées marneuses au sein du système est probable, car les relevés lithologiques indiquent des calcaires dolomitiques avec des traces de marnes et argiles. Donc quand ces circulations se mettent en route, les argiles et joints de stratification peuvent relarguer des sulfates. Alors que les teneurs

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

en S1 et S2 sont respectivement 78 mg/l et 45 mg/l et sont respectivement de 134 mg/l et 78 mg/l en S5 et S6 (figure N°IV.18).

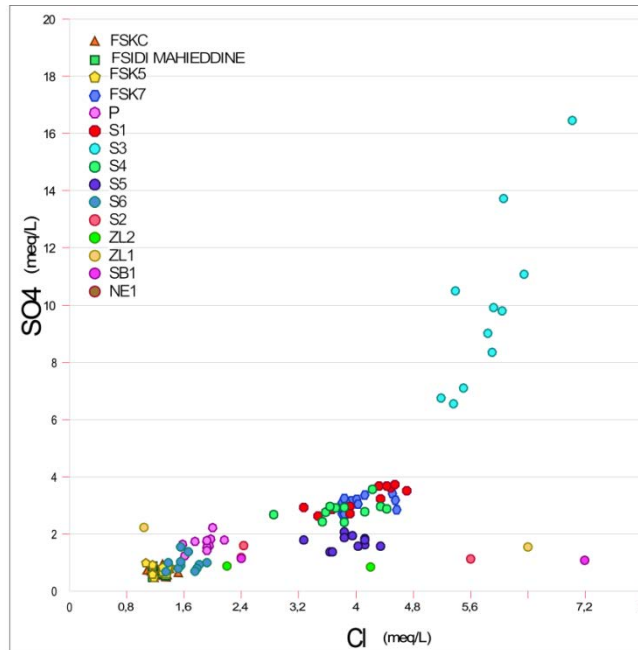


Figure N°IV.18 : Relation Cl – SO<sub>4</sub> des points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada

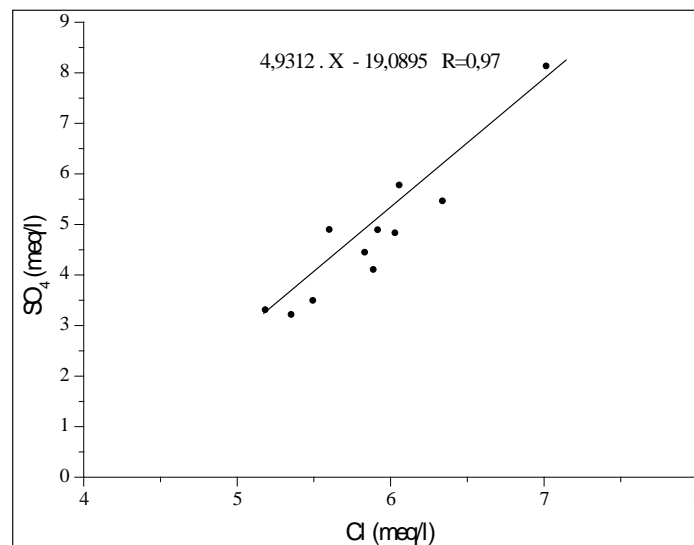


Figure IV.19: relation Ca – SO<sub>4</sub> en S4.

### IV.4.2.1.4- Les nitrates (NO<sub>3</sub>)

Les nitrates dans l'eau ont plusieurs origines. Tout d'abord, ils présentent une origine atmosphérique. Elles ont également une origine naturelle en provenance de la biosphère avec

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

des concentrations inférieures à 10 mg/l (Atteia, 1992). Les teneurs de  $\text{NO}_3$  mesurées sur nos différents systèmes karstiques montrent des origines complémentaires importantes. On remarque des valeurs relativement moyennes pour les forages (FSKc, FSK5 et FSK7) de 19.5 à 23.00 mg/l et entre 8.5 mg/l à 11.5 mg/l pour les points S1, S2 et P (figure N°IV.20). Les sources S3, S5 et S6 marquent des valeurs moyennes relativement élevées de 160 mg/l, 133 mg/l et 111.5 mg/l respectivement (figure N°IV.20), indiquant un impact anthropique fort sur leurs zones de recharges. La source S4, en revanche montre des teneurs plus faibles sur les prélèvements réalisés avec une valeur moyenne de 1.8 mg/l. Au vu des concentrations mesurées dans les sources S3, S5 et S6 deux origines principales sont identifiées ici pour expliquer les teneurs élevées mesurées avec d'une part les apports agricoles et d'autre part les rejets domestiques.

### IV.4.2.1.5- Le potassium (K)

Le Potassium provient de l'altération des formations silicatées (Gneiss, Schiste), des argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques. Le suivi hydrochimique de ce système indique des teneurs faibles. Les teneurs en K de notre zone d'étude varient entre 1 et 2 mg/l. La source S3 montre des valeurs extrêmes avec une moyenne de 31 mg/l qui peut s'expliquer par une origine anthropique (agricole essentiellement, avec l'utilisation fréquente de KCl (Dematteis, 1995)). (figure N°IV.20)

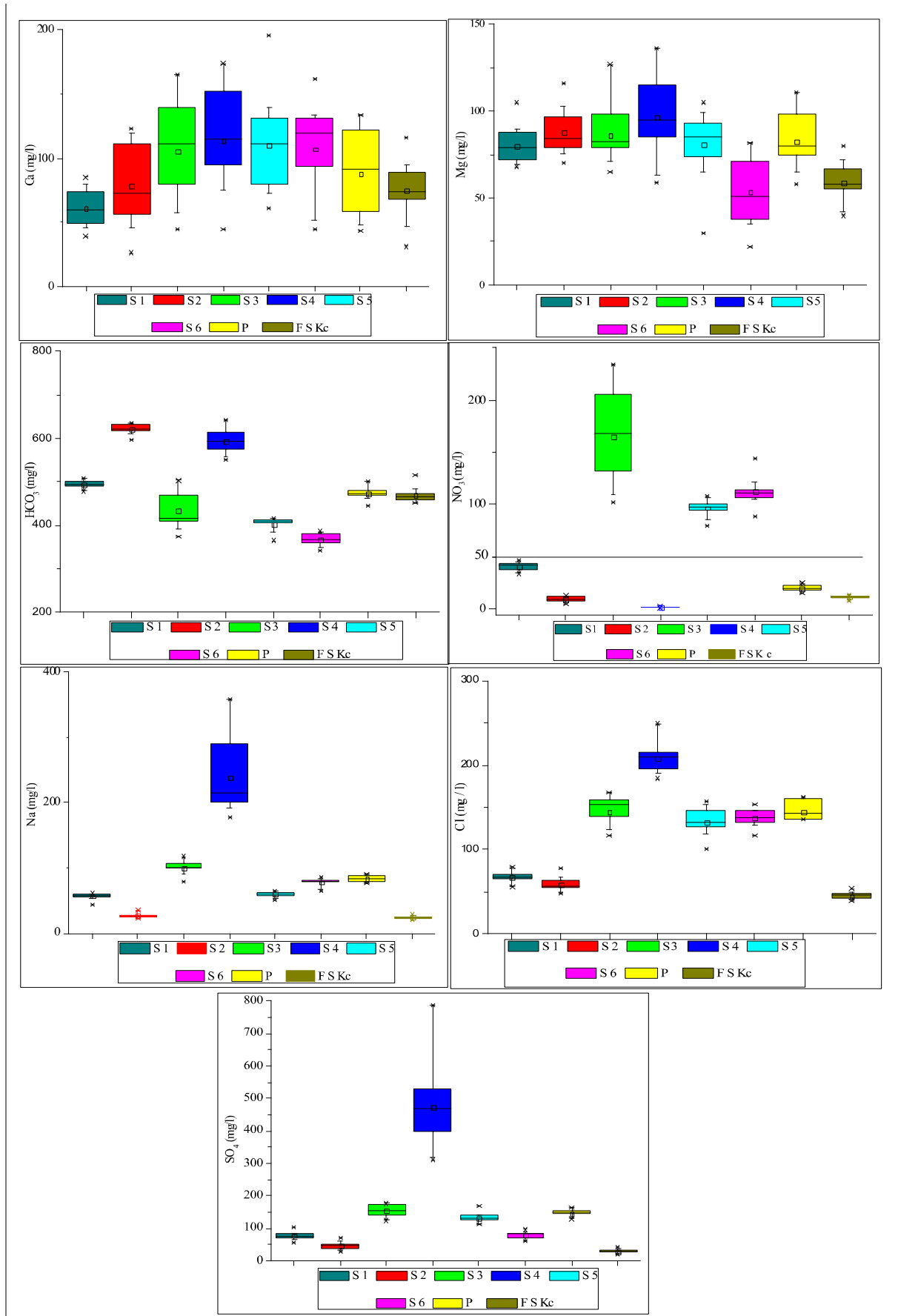


Figure IV.20 – Boîtes à moustache des éléments majeurs

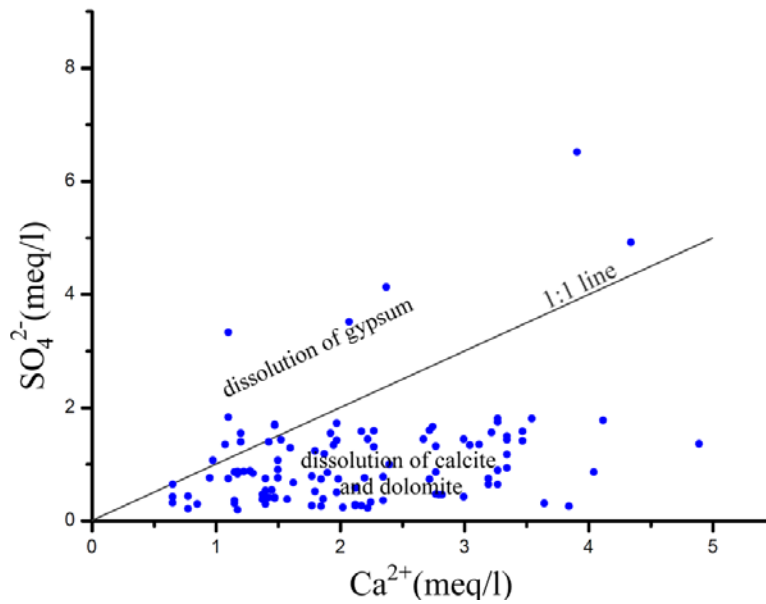


Figure IV.21 Relation Ca – SO<sub>4</sub> dans les points analysées dans l'aquifère karstique des monts de Sidi Kada

#### IV.4.3 -Evolution des paramètres physico-chimique (Dynamiques hydrochimiques)

L'analyse des chroniques des prélèvements réalisés sur les sources permettent d'étudier les dynamiques hydrochimiques à l'échelle saisonnière et d'un cycle hydrologique. Vu la forte réactivité des aquifères karstiques, le pas de temps de 30 jours ne permet pas d'interpréter précisément l'évolution hydrochimique au cours des crues mais indique cependant les grandes variations saisonnières et semble un bon outil pour distinguer la signature hydrochimique des hautes et basses eaux.

Les figures IV.22 - IV.28 comparent les variations des différents éléments analysés et validés et les précipitations dans le temps.

Afin d'étudier le fonctionnement des systèmes karstiques à l'aide des différents éléments physico-chimique, il est intéressant d'analyser les variations de ces éléments pour chaque groupe de sources et de comparer les systèmes entre eux. Nous avons classés les points d'eau en quatre classes selon la classification précédente (gamme de conductivités), à savoir :

Groupe I : correspond les sources S1 et S2 ;

Groupe II : correspond les sources de Ain Soltane (S5) et Sidi Boussaid (S6),

Groupe III : correspond à la source S4 ;

Groupe IV : correspond au Forages (FSKc).

### Groupe I

Les sources du S1 et S2 montrent une minéralisation assez proche (Figure IV.22 et IV.23). Les bicarbonates (reflet de la conductivité pour ces systèmes calco-carboniques), ne présentent pas des variations importantes durant la période janvier 2014 au mars 2015 (un écart type de 8,887 et de 10,693 respectivement), ainsi nous observons une conductivité électrique qui varie entre 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 1100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  avec un écart type de 34  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en S1 et entre de 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 1107  $\mu\text{S}/\text{cm}$  avec un écart type de 27  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en S2. L'allure générale des chroniques en éléments chimiques (chlorures, sulfates et sodium) pour S1 montrent de même, une tendance saisonnière avec une légère diminution de leur concentration présentant des minimas observés dans la période de recharge, en revanche les valeurs minimales sont observées en période d'étiage en S2. Cependant, il apparaît des pics de concentration correspondant une fois de plus aux précipitations en S1 indiquant l'arrivée des eaux stockées en épikarst. Alors que les pics de chlorures sont tardifs en S2 (deux mois à peu près).

Suite aux événements pluvieux du 1er et 2 mars et du 2 et 3 juin 2014, cumulant près de 53 mm et de 49 mm de pluie en deux jours respectivement, les concentrations du magnésium augmentent de façon concomitante avec la pluviométrie. Ces augmentations brutales de concentration traduisent nécessairement des arrivées d'eau plus minéralisées et ayant séjourné plus longtemps au sein de l'encaissant de la Zone Non Saturée. Ajoutée à ceci, l'évolution du rapport Mg/Ca présentée en figure IV.22 et IV.23, montre une augmentation de ces valeurs maximales et des teneurs minimales en Ca. L'augmentation des marqueurs des longs temps de séjour dans les premières eaux traduit une sollicitation des réserves dans la zone non saturée (Danquigny et al., 2010). Ces eaux proviennent de zones rarement sollicitées dans lesquelles l'eau est peu renouvelée (Lastennet, 1994; Emblanch, 1997; Lastennet et Mudry, 1997; Emblanch et al., 2006; Garry, 2007).

Celle-ci montre aussi que les échantillons concernés par les augmentations de conductivité affichent les concentrations les plus élevées en ions  $\text{Mg}^{2+}$  (caractéristiques du temps de séjour, effet de pistons). L'arrivée des eaux de l'événement pluvieux printaniers est déphasée par rapport aux pointes de précipitations de soixante jours, en revanche les eaux de l'événement pluvieux estival sont déphasées de 40 jours ce qui caractérise les eaux profondes avec une zone non saturée importante et une connectivité relativement faible. Donc, dans notre système karstique, la fonction type hystérésis appliquée à l'hydrodynamique des systèmes karstiques est supposée prendre en compte l'influence de la connectivité sur les écoulements à travers les sous-systèmes non saturés (Contractor et Jenson 2000). Une fois ces eaux à long temps de



## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

séjour chassées, les concentrations en bicarbonate, calcium et magnésium retrouvent le cycle général de variation saisonnière.

Notons, que les écoulements réagissent à l'événement pluvieux estival de l'épisode du mois de juin 2014. Ce qui est cohérent aux résultats de Lastennet (1995) qui a émis l'hypothèse que les orages d'été, en période de fort étiage sous climat méditerranéen, servaient à reconstruire les réserves de l'épikarst. Les eaux de la crue du mois de juin montrent une augmentation des concentrations en ion de  $\text{HCO}_3^-$  et en ions  $\text{Mg}^{2+}$  et une diminution en  $\text{Ca}^{2+}$ , résultant une augmentation de la conductivité, mais avec des concentrations moindres du précédent événement pluvieux. Par conséquent ceci indique une remobilisation des eaux stockées dans la zone non saturée. L'arrivée des eaux des crues marquée par des chutes en ion de  $\text{Ca}^{2+}$  ainsi que le rapport  $\text{Mg}/\text{Ca}$  (effet de piston) permet d'émettre des hypothèses quant à la définition de cet écoulement, à savoir qu'il soit caractériser un système karstique au caractère inertiel formant par des microfissure, soit les écoulements se font au sein de la zone non saturée relativement étendue. La teneur élevée en  $\text{Mg}^{2+}$  dans ces eaux, et par conséquent le rapport élevé  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , peut être due à l'altération des dolomies riches en  $\text{Mg}^{2+}$  du Kimméridgien (Sappa et al.2017).

L'écoulement caractérisant les crues semble avoir un temps de résidence moyen annuel d'environ 70 jours justifié par une augmentation en  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Ca}$  et une diminution en  $\text{Mg}$ . Un effet mémoire de 70 jours (figure IV.22 et IV.23) confirme la faible capacité de drainage de ces deux sources (système capacitif prépondérant).

Cela permettrait d'expliquer le fonctionnement de l'écoulement caractérisé notamment par un transit de l'eau assez long, de l'ordre de 70 jours. Cela mettent en évidence l'importance des processus d'infiltration contrôlés par la connectivité du réseau d'écoulements au sein de la zone vadose (Lastennet et Mudry, 1997; Emblanch). La variation de la connectivité dans les milieux non saturés relative à l'alternance entre périodes sèches et humides est clairement un processus intermittent et transitoire. Ce phénomène résulte d'un stockage temporaire au sein de la zone non saturée et de réponses retardées. Il est donc nécessaire de considérer une troisième composante hydrodynamique. La prédominance des  $\text{Mg}$  indique la nature géologique de l'aquifère « calcareodolomitique ». Le magnésium à une origine interne au système, il provient de la dissolution des roches telles que les dolomies mais il peut également être associé à la présence d'argiles. Dans le cas où le magnésium est purement autochtone (dissolution de dolomies), le rapport  $\text{Ca}/\text{Mg}$  est un indicateur du temps de résidence des eaux dans l'aquifère étant donné que la dissolution de la dolomie est un processus plus lent que

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

celle de la calcite (Emblanch 1997 ; Plagnes 2000). Les évènements pluviométriques, amenant des lames d'eau importantes en peu de temps sur une partie du bassin d'alimentation, provoquent de fortes mises en charge locales du fait de l'engorgement des réseaux. Ces mises en charge localisées sont provoquées par l'impossibilité des drains majeurs à évacuer les arrivées massives d'eau d'infiltration. L'eau à temps de séjour prolongé qui y stagne est alors chassée vers les drains principaux à l'aval des zones à fortes pertes de charge, en proportion suffisante pour modifier les caractéristiques physico-chimiques des eaux prélevées.

Les valeurs du magnésium sont relativement plus élevées en S2 par rapport à S1 montrent une infiltration plus lente et un temps de séjour plus élevé pour l'écoulement en S2 par rapport à l'écoulement à S1, ce qui peut traduire un état de karstification moins prononcé ou une zone non saturée plus importante. Cette hypothèse est en accord avec les concentrations en  $\text{NO}_3$  en S1 significativement supérieures à celles de S2. La quantité de nitrate dans l'eau diminue avec le temps, Ceci indique une dénitrification par les bactéries. Ainsi une contamination des eaux profondes est le signe d'une infiltration rapide depuis la proche surface. Les paramètres physico-chimiques (Mg,  $\text{NO}_3$  et Cl) présentent de faibles variations. Nous constatons que le maximum de dilution représenté par la valeur la plus basse de conductivité est temporellement plus proche du début de l'augmentation des concentrations en  $\text{NO}_3$  (crue automnale). (figure IV.22 et IV.23)

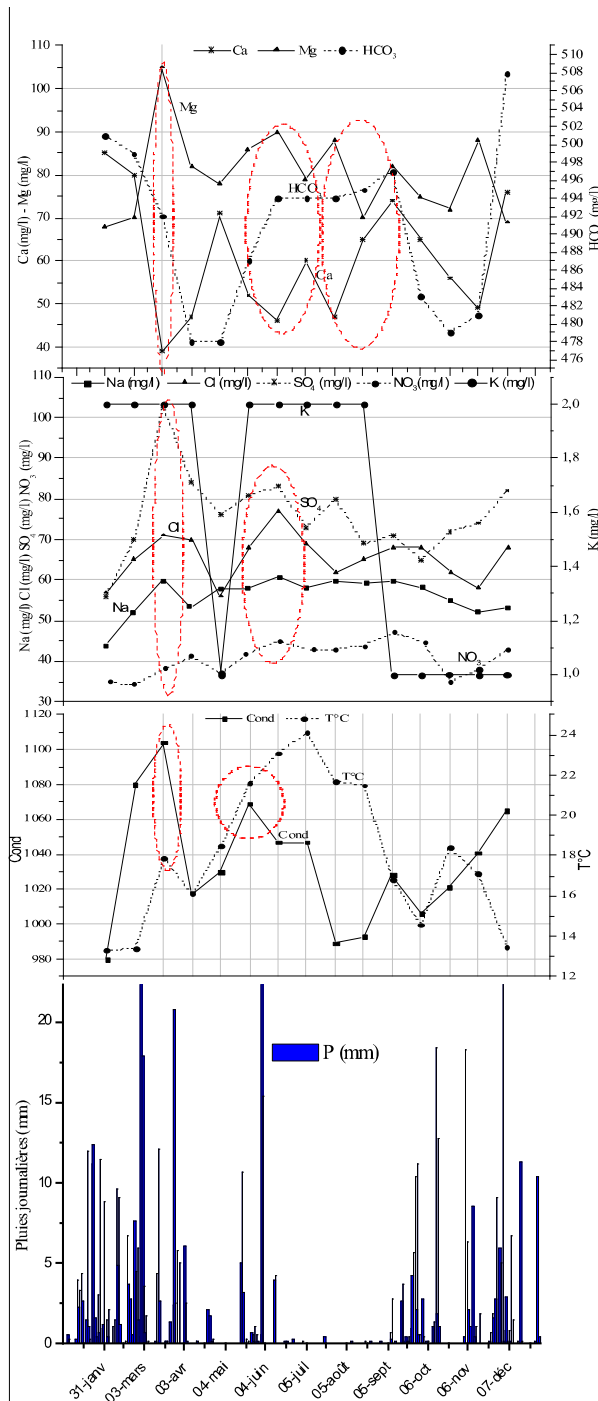


Figure IV.22 Variations spatio-temporelles des éléments chimiques majeurs en S1

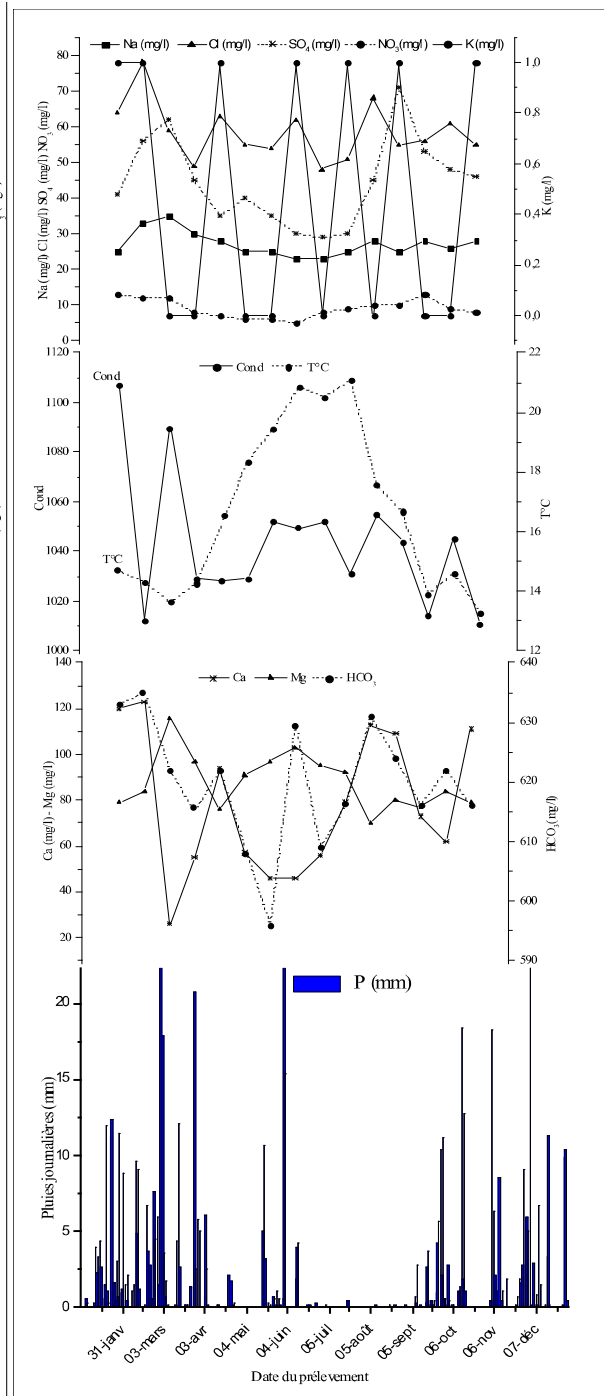


Figure IV.23 : Variations spatio-temporelles des éléments chimiques majeurs en S2

**Groupe II :**

L'amplitude des variations des paramètres physico-chimiques est relativement forte sur les systèmes de S5 et S6 avec un écart de conductivité électrique de à 55  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 60  $\mu\text{S}/\text{cm}$  respectivement lié à la recharge allochtone du bassin. En termes de teneurs en bicarbonates des concentrations relativement faibles, traduisant un écoulement relativement rapide. On retrouve des concentrations moyennes et peu dispersées (342-386 mg/l et 365 – 416 mg/l)

figure IV.24 et IV.25). Ces valeurs de  $\text{HCO}_3$  peuvent aussi s'expliquer aussi par un phénomène de dégazage au sein de la zone saturée, Peyraube (2012). Les deux sources (S5 et S6) présentent les valeurs les relativement élevées en Ca avec une moyenne de 114.5 mg/l et 110.5, caractérisant un écoulement rapide dans une zone non saturée. La source de Ain Soltane (S5) montre une relation proportionnelle entre les bicarbonates et le magnésium en revanche S6 la variation des teneurs en Mg est proportionnellement inverse à la variation des teneurs en  $\text{HCO}_3$  et Ca, il est un substitut de Ca dans les roches carbonatées et est souvent utilisé pour caractériser dans ces aquifères des eaux à temps de résidence longs (Mudry, 1987; Batiot et al., 2003). Une variation synchrone entre les éléments  $\text{SO}_4$ , Na, Cl et  $\text{NO}_3$  indiquant les apports de surface. Les teneurs en bicarbonate et magnésium décroissent en crue (mois de juin et septembre), témoignant ainsi de la participation croissante à l'écoulement d'eaux récentes provenant de la zone non saturée, et augmentent à l'étiage lorsque la proportion des eaux provenant de la zone saturée de l'aquifère (long temps de séjour) redevient prépondérante. De façon opposée, mais pour les mêmes raisons, le  $\text{NO}_3$  augmente en crue et diminue à l'étiage jusqu'à un minimum. Le système de ces deux sources peut posséder une zone non saturée peu puissante qui permet une infiltration rapide. Par conséquent le temps de transit de l'eau dans le système est rapide pour qu'une grande partie du  $\text{NO}_3$  ne soit pas dégradée par l'activité bactérienne. C'est pour cette raison que nous observons de fortes concentrations moyennes en  $\text{NO}_3$  (94 mg/l en S5 et 111 mg/l en S6). Les concentrations des nitrates et des chlorures permettent d'identifier une pollution d'origine anthropique ou le lessivage d'engrais. Dans le bassin d'alimentation des petites collectivités sont présentes et leurs eaux usées sont rejetées dans des puits à fond perdu. Ces eaux usées, accumulées dans la zone d'infiltration, sont transportées par les eaux de recharge jusqu'au l'exutoire.

La crue du 2 et 3 mars 2014 est générée un total de précipitations de 53 mm, distribuées sur 48 heures, précédée de deux mois de précipitation d'un cumul de 200 mm, caractérisant un événement de précipitations relativement intense pour la région des monts de Sidi Kada. Le suivi dans la source S5 montre une baisse de la conductivité importante (-124  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) liée à la diminution des teneurs en Ca,  $\text{SO}_4$ , Cl et  $\text{NO}_3$  indiquant un effet de dilution par les eaux événementielles du mois de mars. Différemment à cette dernière crue, la crue du mois de juin, engendre une augmentation des concentrations en nitrates, chlorures et sodium est synchrone à une diminution des teneurs en bicarbonates et du magnésium ce qui peut s'expliquer par des arrivées d'eau plus récentes dans le système. Cette remarque est similaire à la crue automnale. Donc, le système réagit du même comportement suite à des événements pluvieux qui succède une période sèche.

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

En S6 (source de Sidi Boussaid), on observe un genre de dynamique différent à la source de Ain Soltane (S5) pendant la crue du 2 et 3 mars 2014. On remarque que les arrivées minéralisées qui apparaissent via la conductivité électrique montrent en plus une augmentation des teneurs en Mg, en Na et en  $\text{SO}_4$  (de 51 à 71 mg/l de 70 à 82 mg/l et de 85 mg/l à 97 mg/l respectivement) et une diminution de  $\text{HCO}_3$  et Ca (de 366 à 355 mg/l et de 120 mg/l à 96 mg/l respectivement) tandis que le  $\text{NO}_3$  ne bouge pas (106 et 105 mg/l). Ces variations indiquent une augmentation du temps de séjour des eaux dans la zone non saturée Emblanch (1999). Cela explique une contribution d'eaux relativement minéralisées. Pendant cette crue nous constatons une augmentation de la conductivité (+60  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) liés à une augmentation des teneurs des éléments allochtones. Depuis le 2 mars, la conductivité continue sa diminution pour rejoindre la concentration atteinte lors de la crue du mois de juin (01 et 02 juin 2014) avec une amplitude de variation de l'ordre de -70  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La source montre un comportement similaire pendant l'événement automnal avec une amplitude de l'ordre de -90  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Cela peut être dû à la zone non saturée moins importante. Ce qui montre la caractéristique transmissive du système. Lors de la deuxième crue du 1 et 2 juin 2014, les concentrations en Ca diminuent de 94 à 44 mg/l avec une augmentation du Mg 63 à 82 mg/l, cette augmentation étant accompagnée d'un pic en  $\text{NO}_3$ . Ces évolutions montrent une arrivée d'eau encore plus ancienne stockée lors de la période d'étiage dans la zone saturée. L'arrivée des eaux de cet événement est caractérisée par des teneurs élevées en Ca (162 mg/l) et en  $\text{HCO}_3$  (380 mg/l), en revanche on remarque une faible valeur du Mg (22 mg/l). Au vu de la faible épaisseur du sol de la zone de recharge alimentant la source. Cette crue a lieu au cours d'une période dominée par un fort étiage. On constate une diminution de la conductivité liée à une diminution de Ca, Cl et  $\text{SO}_4$  indiquant un effet de dilution par les eaux événementielles.

Une stabilité des teneurs en bicarbonates, en calcium et en magnésium durant la période de recharge à partir du mois de septembre au mois de décembre (période automnale). Les teneurs des bicarbonates sont les plus élevées durant toute la période étudiée. Les concentrations en Ca durant cette période sont élevées par rapport aux concentrations en Mg, ce qui peut s'expliquer par des arrivées d'eau plus récentes dans le système. Dans le système de S5 et S6, l'arrivée des eaux de la crue printanière caractérisant par une faible chute en ion de Ca et une faible augmentation en Mg indiquant une remobilisation interne des eaux, cela représente des eaux mixtes. Le temps de réponse de cet événement est estimé à 65 jours. Quand à l'événement du mois de juin, qui est précédé par une période d'étiage, une chute plus importante du Ca que celle du précédent correspond à une augmentation en Mg indiquant un écoulement dans une zone non saturée libre. L'analyse du suivi des éléments majeurs au cours

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

de la crue indique d'ailleurs une arrivée tardive des eaux récentes à la source. Cela permettrait d'expliquer le fonctionnement de l'écoulement caractérisé notamment par un transit relativement faible, de l'ordre de 45 jours.

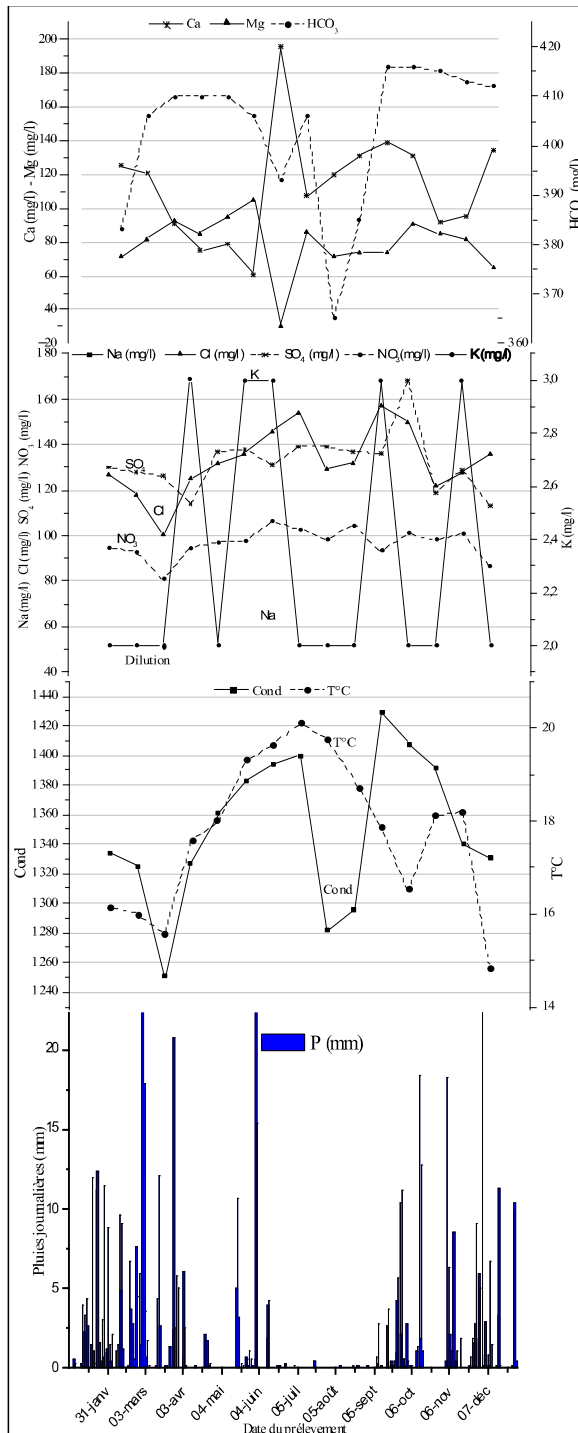


Figure IV.24 variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S5

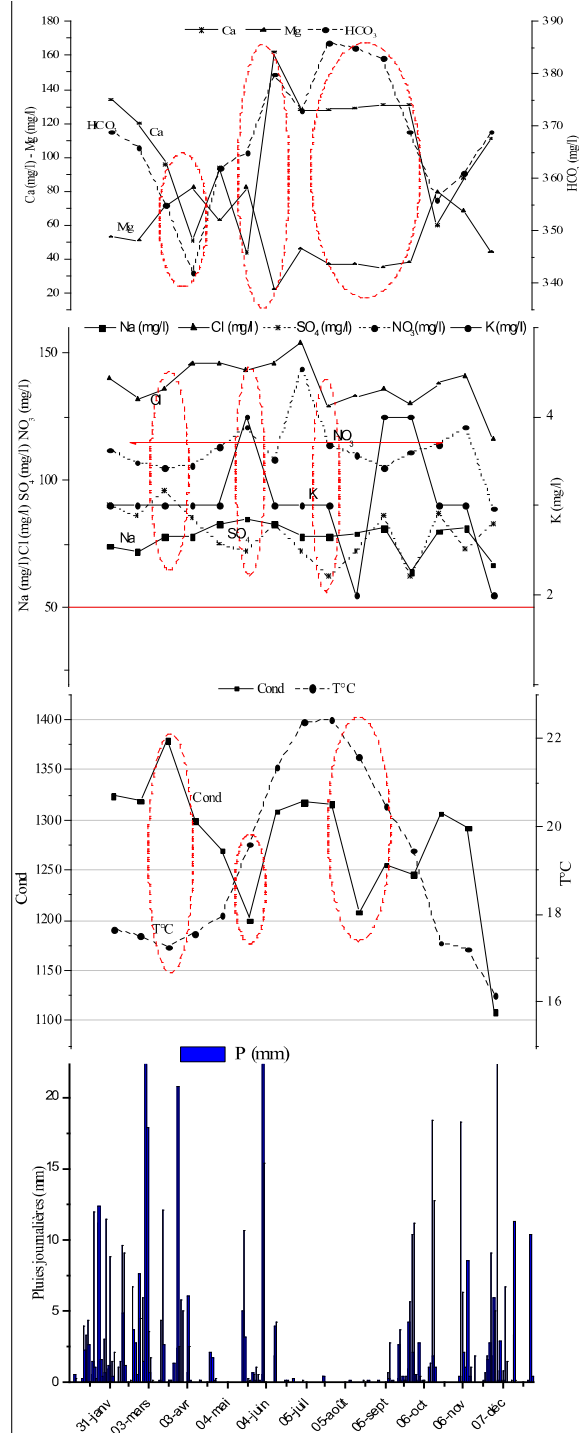


Figure IV.25 variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S6

Groupe III

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

La source **S4** fait l'objet de teneurs élevées en sulfates avec des concentrations variant entre 320,00 mg/l et 786,00 mg/l. Les concentrations en Ca sont largement excédentaires du fait du milieu carbonaté. Les concentrations en sulfates sont huit fois plus importantes qu'aux autres points, les concentrations en Ca restant dans le même ordre de grandeur. Une corrélation nette entre les ions Ca et SO<sub>4</sub> (R = 0.86) (figure IV.19) soulignant la présence de gypse ou anhydrite (CaSO<sub>4</sub> ou CaSO<sub>4</sub>+H<sub>2</sub>O) (Charmoille 2005, Karimi et al. (2005), Khayat et al (2009), et Leybourne et al. (2009)). Une variation synchrone des teneurs du calcium et des sulfates traduit l'origine commune de ces deux éléments. La présence des teneurs élevées en Cl et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> avec une corrélation significative (r = 0.97) figure IV.18, implique un enrichissement en sulfate du point au contact d'évaporites au sein du système et de passées marneuses ou d'argiles de remplissage et de joints de stratification.

Dans le cas d'une origine interne, les sulfates témoignent de temps de séjour longs, du fait de leur acquisition lente dans l'aquifère. Les sulfates peuvent également être un marqueur d'eaux ayant circulé sur des formations marno-calcaires (Lastennet 1994 ; Plagnes, 1997).

Une augmentation synchrone des teneurs en HCO<sub>3</sub>, Ca, Mg, SO<sub>4</sub>, Cl et Na, pendant les deux crues du mois de mars et septembre. En revanche une diminution progressive de ces éléments à partir du mois de mai jusqu'au mois d'aout indiquant une même origine géogène en lien avec les passages marneuses, d'argiles et gypsifères remplissant les joints de stratification et au contact d'évaporites au sein du système (figure IV.26). Ces caractéristiques se retrouvent souvent dans des alternances d'argiles souvent bariolées ou gypsifère, ou en présence de dolomies et calcaires dolomitiques.

Les valeurs des HCO<sub>3</sub> de la source S4 sont assez proches à celles de la source S1 et S2 , indiquant un écoulement lent dans une zone relativement profonde.

En l'absence d'apports anthropiques et les apports dans les eaux de pluies ainsi que les faibles teneurs en nitrates NO<sub>3</sub> (2 mg/l en moyenne) mis en évidence que cet enrichissement en sulfates est lié à des apports internes.

Les écoulements montrent des concentrations importantes en sulfates par rapport aux autres types d'écoulement, (Figure 18 et 26).

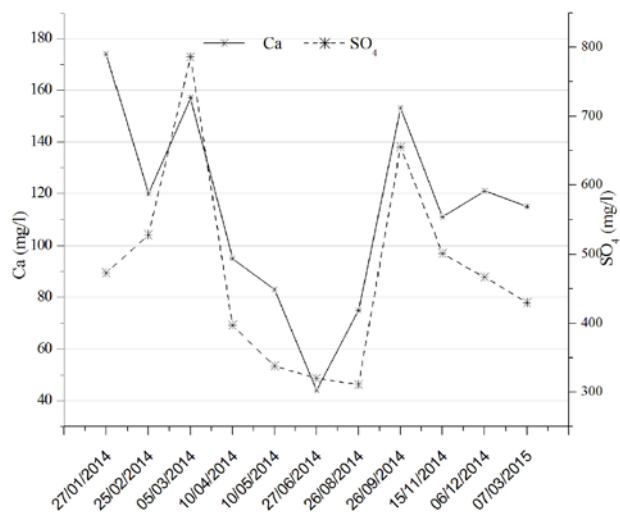


Figure IV.25: variation temporelle du Ca et SO<sub>4</sub> en S4



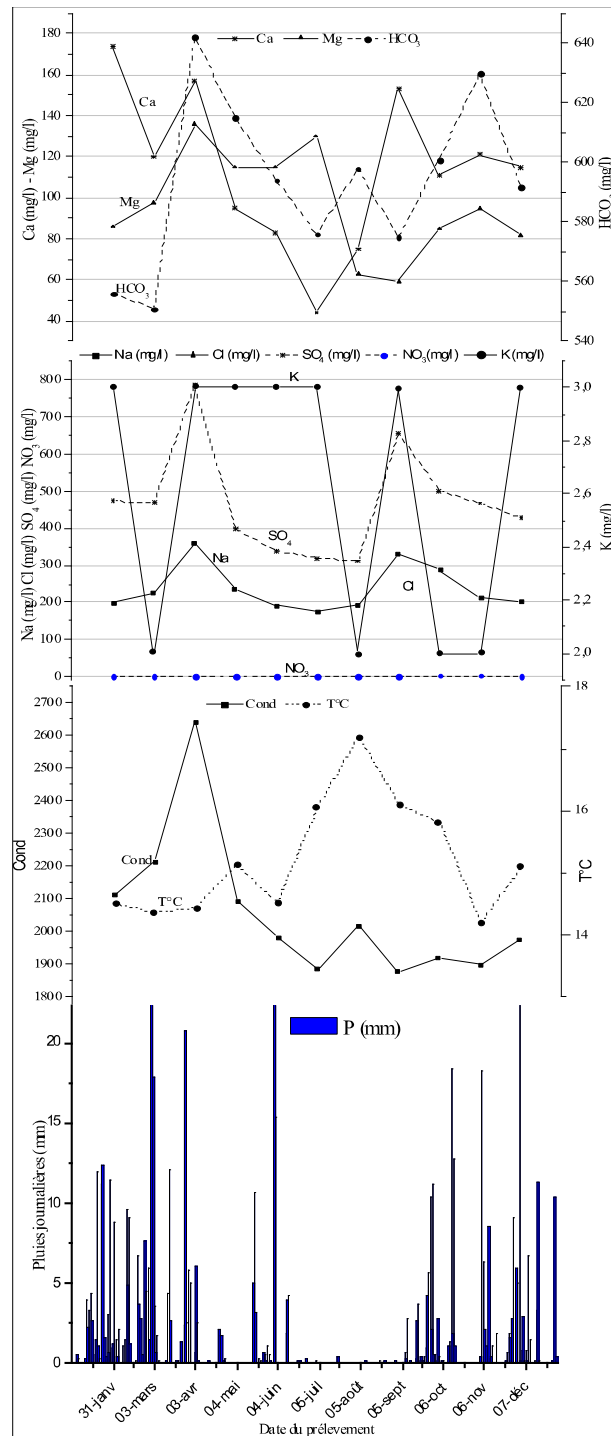


Figure IV.26 : variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs en S4

#### Groupe IV

##### Les forages (FSKc)

Ce groupe est représenté par le forage FSKc.

L'évolution de la température est incongruente par rapport à la conductivité. On dénote que les moyennes des températures des eaux est supérieur à celle du l'air (+3°C). Cela indique que la les eaux acquies leurs températures lors de l'écoulement de la zone non saturée jusqu'à la zone saturée.

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

Nous remarquons que la variation en bicarbonates  $\text{HCO}_3$  est synchrone avec le calcium Ca et évolue inversement au magnésium Mg. la variation des bicarbonates est faible durant le cycle hydrologique Figure IV.27. L'écart-type de la conductivité est de l'ordre de 27.5 indique que la minéralisation observée à la source est relativement faible. Les teneurs des éléments varient peu le long de la période de suivi indiquant un écoulement lent à travers des microfissures de la zone saturée. Les réponses aux événements extrêmes sont faibles et retardés. Nous remarquons une évolution inverse entre les nitrates ( $\text{NO}_3$ ) et les teneurs en sulfates, sodium et chlorures indiquant une origine distincte. Une augmentation synchrone des teneurs en sulfates et des teneurs en chlorures indiquant la même source. Une augmentation des teneurs en sodium correspond à des diminutions en Ca et vis versa, indique l'effet des échanges ioniques.

Les rapports Mg/Ca varient peu pendant le cycle hydrologique à l'exception des valeurs élevées observées durant la crue de mars et de juin (1.6 et 4.25), ce qui indique des eaux anciennes stockées long temps dans l'épikarst et qui sont chassées à l'exutoire. Les eaux qui suivent ces crues (environ 40 jours) enregistrent des valeurs inférieures à 1 ( $\approx 0.7$ ), traduisant l'arrivée des eaux récentes de la zone non saturée.

On observe une augmentation des concentrations en Mg et une diminution des valeurs des bicarbonates et du calcium, après la crue du mois de mars, ce qui explique l'arrivée d'une eau stockée dans la zone non saturée (effet de piston). Une augmentation progressive du calcium, après 30 jours du début de la crue, indiquant l'arrivée d'une eau récente et traduisant un écoulement relativement rapide. Le même comportement remarqué avec la crue du mois de juin mais avec des teneurs plus élevées en Mg par rapport à la précédente crue (62 mg/l contre 80 mg/l). Les concentrations du Ca caractérisant les eaux de la crue sont plus élevées en juin qu'au mars (116 mg/l et 71 mg/l respectivement). Cela peut s'expliquer par les deux périodes différentes de crues. Une (mois de mars), précédée par une période des hautes eaux (période de recharge) et l'autre devancée par un étiage de deux mois. Donc, les eaux de la période des hautes eaux sont mixtes.

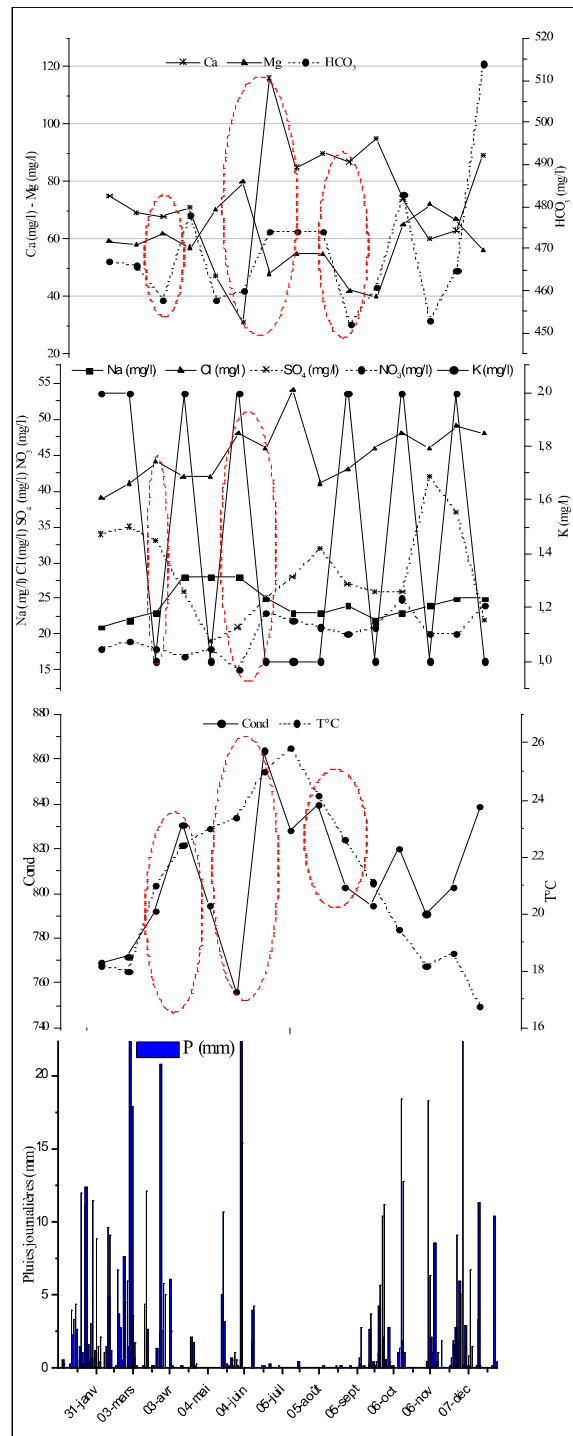


Figure IV.27 : variation spatio-temporelle des éléments physico chimiques majeurs dans le forage FSKc.

## Tableau des teneurs

#### IV.4.4 -Equilibre caco-carbonique :

##### - Groupe I (S1 et S2)

Les concentrations en  $\text{HCO}_3$  évoluent peu au cours de la période d'échantillonnage (écart-type = 9 mg/l en S1 et 11 mg/l en S2). On montre que les indices de saturation des eaux vis à vis de la dolomite (ISd) et de la calcite (ISc) sont globalement très nettement supérieur à zéro, et ceci quel que soit le cycle hydrologique considéré (figure IV.28 et figure N° IV 29). A l'exception en période des crues il y a une tendance à un équilibre vis-à-vis les indices de la calcite ( $\approx 0.1$  et  $-0.1$ ). Ces valeurs sont légèrement plus tardives que l'événement pluvieux, en raison de la propagation instantanée de l'onde de crue dans le conduit de la zone saturée. Les augmentations subites de la  $\text{pCO}_2$  pourraient être causées par un effet de chasse d'air à plus forte  $\text{pCO}_2$  présent dans la porosité du sol lorsque celle-ci est remplie par les eaux précipitées.

En revanche les indices de saturation vis-à-vis la dolomite montre une tendance à une sursaturation durant toute cette période. Ceci met en évidence à un écoulement profond dans la zone saturée avec une formation plus dolomitisée. Par ailleurs, les eaux prélevées présentent des rapports Mg/Ca  $>1$  (de l'ordre de 2.34 en moyenne en S1 et 2.38 en S2).

Les teneurs en calcium les plus élevées sont rencontrées aux moments des crues. Ce groupe de sources est caractérisée par les plus faibles teneurs en calcium par rapport aux autres points du système. Les valeurs de la  $\text{pCO}_2$  varient entre  $1.1 \cdot 10^{-2}$  et  $2.6 \cdot 10^{-2}$  en S1. La source S2 est caractérisée par des valeurs relativement élevée en  $\text{pCO}_2$  avec une moyenne de  $3.4 \cdot 10^{-2}$ . Les valeurs élevées sont enregistrées au moment des crues, correspond à une eau en équilibre vis-à-vis à la calcite, indiquant des eaux de l'épikarst à travers les conduits avec un écoulement relativement rapide. La  $\text{pCO}_2$  se diminue progressivement durant les crues indiquant la vidange des drains provoque un dégazage dans l'aquifère. Pendant la crue printanière (mars) ces valeurs sont inférieures à celles du mois de juin, cela traduit la saturation des conduits et les fissures lors de cette crue qui est précédée d'une période humide avec une pluviométrie de 200 mm et qui engendre des eaux mixtes.

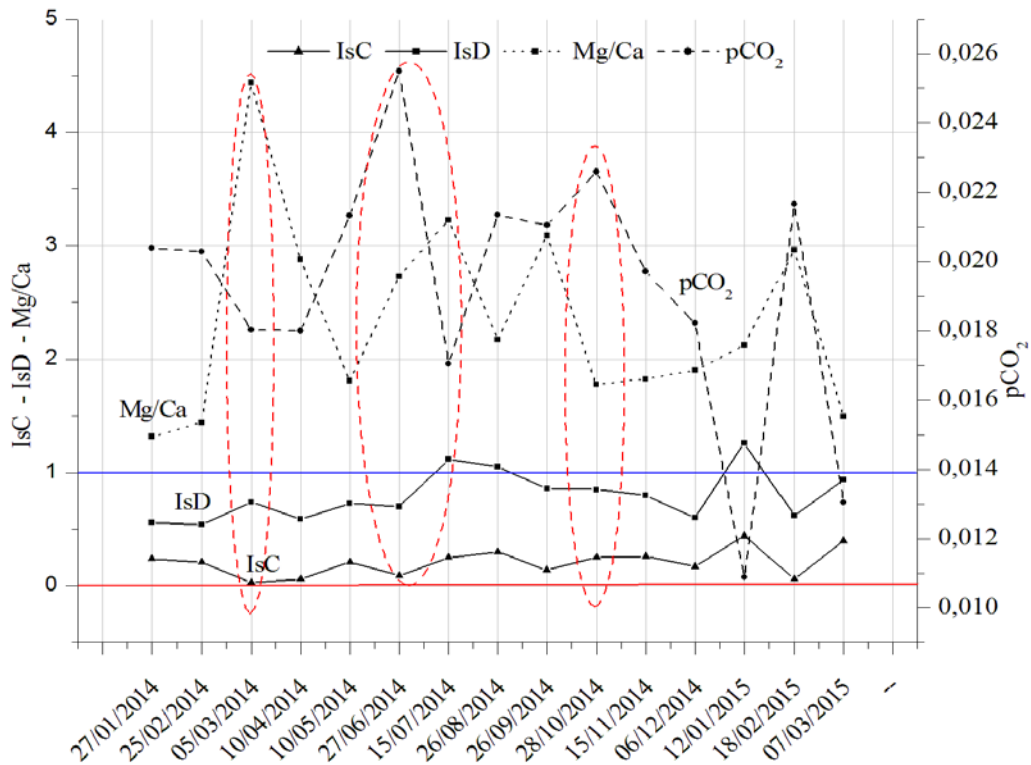


Figure IV.28 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, en S1

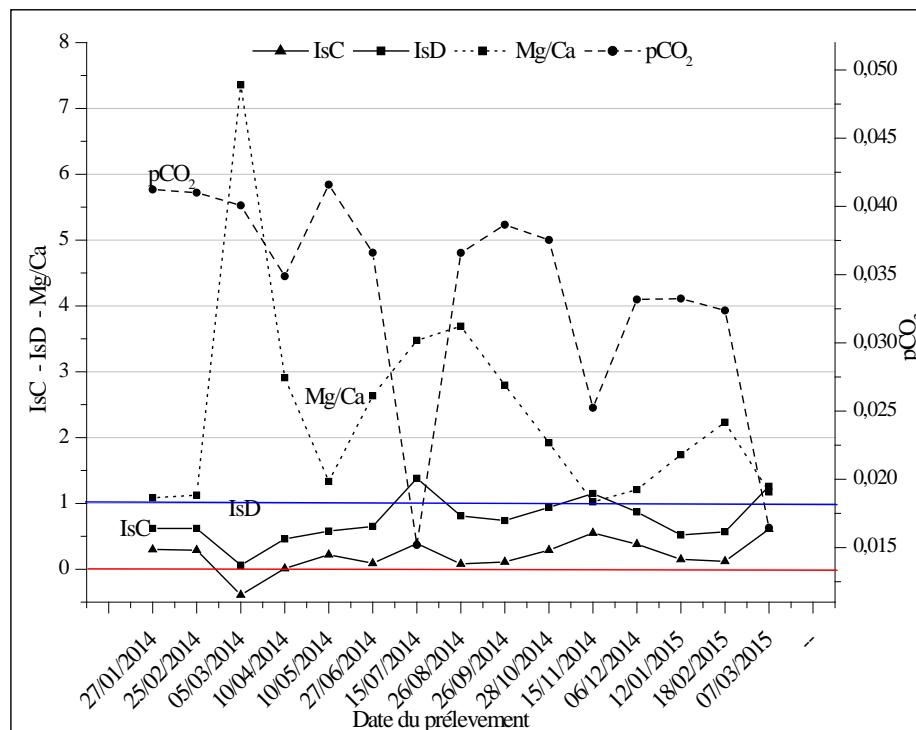


Figure IV.29 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, en S2.

- **Groupe II (S4) :**

À la source S4 on retrouve de manière simultanée l'augmentation des teneurs en  $\text{HCO}_3$ , Ca et Mg accompagnée d'une augmentation progressive de la  $\text{pCO}_2$  (figure IV.30). Cette observation semble donc indiquer l'arrivée des eaux caractérisant des eaux dites pré-évènementielles avec un temps séjour long dans le milieu karstique.

Les eaux de la source S4 sont en équilibre ou sursaturées avec la calcite et la dolomite. Au début de la crue printanière (mars), on observe une arrivée des eaux sursaturées vis-à-vis des indices de la calcite et la dolomite. Une diminution progressive des ces indices ( $\text{ISc} = 0.07$  et  $\text{ISd} = -0.01$ ), suggérant donc des apports tardifs des eaux de l'événement pluvieux ( $\approx 60$  jours), en raison d'une succession des pluies avant la crue qui provoque une contrainte à l'écoulement. On suggère des apports diffus du bassin en lien avec l'effet retard important mesuré et cohérent avec d'autres études (Pronk et al., 2006; Charlier et al., 2012). La crue du mois de juin qui succède une période d'étiage relativement longue, on observe une sous saturation des indices ( $\text{ISc} = -0.16$  et  $\text{ISd} = -0.21$ ) pendant la décrue, avec un décalage de 22 jours. Ceci suggère un effet plus important de la zone non-saturée avec des écoulements plus lents dans une structure karstique moins bien connectée. La faible variation des bicarbonates ( $\text{HCO}_3$ ) et la  $\text{pCO}_2$  (avec des écarts types de 29 mg/l et 0.001 respectivement) indiquant que c'est un système inerte avec un réseau fissuré qui prévient un dégazage. Cette source est caractérisée par des valeurs relativement élevée (Annexe I). L'acidité des fluides peut également être acquise en profondeur, sans lien direct avec les eaux d'infiltration météoriques (acides hypogènes). La source d'acidité peut être la maturation de la matière organique générant du  $\text{CO}_2$  et de l' $\text{H}_2\text{S}$  (Palmer, 2007). En remontant vers la surface, l'oxydation de l' $\text{H}_2\text{S}$  conduit à la création d'acide sulfurique par la réaction : De la même manière, l'oxydation de sulfates et sulfures en solutions produit, au contact d'eau météorique riche en oxygène dissous, de l'acide sulfurique favorisant la corrosion. La présence d'acide sulfurique aura alors pour effet d'accélérer considérablement la spéléogénèse. De plus, dans le cas d'encaissant dolomitique, la solubilité de la dolomie s'accroît en présence de sulfates sous l'effet de la dissolution incongruente (le rapport des éléments en solution est différent du rapport dans le minéral) (Palmer, 2003b).

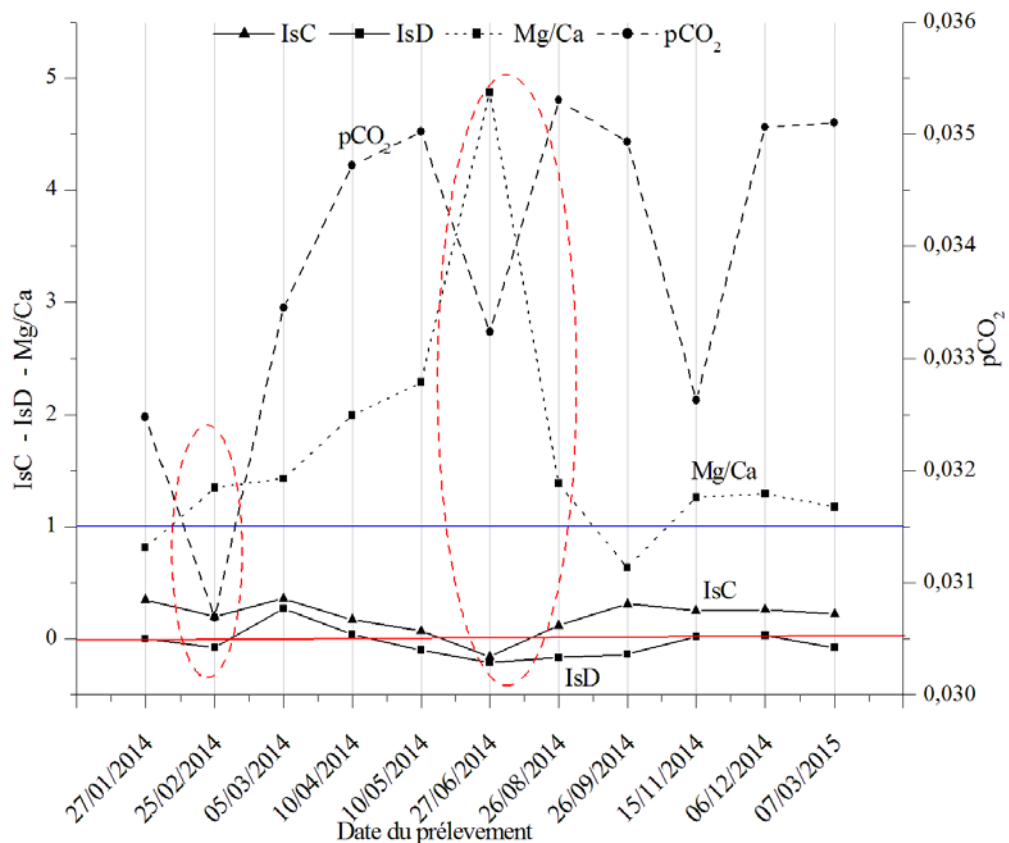


Figure IV.30: Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, en S4.

- **Groupe III (le système en S5 (Ain Soltane) et S6 (Sidi Boussaid))**

Les eaux de période de la recharge (octobre 2014 – décembre 2014) se caractérisent par des valeurs des rapports Mg/Ca comprises entre 0,8 et 1 (eaux mixtes) en S5 alors que celles de source de Sidi Boussaid (S6) varie de 0.22 à 0.65. Les rapports des eaux d'étiage sont au-dessus de la valeur de 1 (Figure IV.31 et Figure IV.32), à l'exception de la crue de juin, qui enregistre un rapport de 0.25 et 0.22 respectivement indiquant une eau récente à temps de séjour relativement faible.

Pendant la crue de juin, les eaux sont sous saturées en calcite et dolomies devraient permettre un accroissement des teneurs en magnésium puisque ces eaux restent largement sous-saturées vis-à-vis de la dolomie. Cependant, la cinétique de mise en solution du magnésium étant très lente, le temps de séjour de ces eaux au sein de la zone non saturée n'est pas suffisamment pour observer des variations significatives de concentrations. Pendant la période de la recharge (du mois de septembre au mois de mars), les eaux sont sursaturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite avec une faible variation en pCO<sub>2</sub>.



#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

L'augmentation de la  $p\text{CO}_2$  se produit en période de crue avec l'apport des eaux de recharge sous-saturées. Le cycle de la  $p\text{CO}_2$  présente un minimum à la fin de l'hiver et un maximum à la fin de l'été, et peuvent s'expliquer par l'impact des cycles de l'activité végétale et organique dont le développement racinaire au printemps provoque une augmentation de la concentration de  $\text{CO}_2$  dans les premiers mètres du sol (Affek et al., 1998 ; Batiot-Guilhe et al., 2007; Matthey et al., 2016). Ce relargage de dioxyde de carbone provoque une acidification des eaux d'infiltrations et donc une dissolution accrue des particules du sol et des roches, responsable de la mise en solution d'ions et donc de l'augmentation de la conductivité de l'eau de la nappe.

La courbe de la variation des teneurs en calcium (Ca) surmonte celle des teneurs en magnésium, si l'on excepte les deux crues de mars et juin. Ceci indique que le système de cette source draine des eaux d'infiltrations rapides riches en Ca.

On remarque une variation synchrone entre les concentrations des bicarbonates et en magnésium en S5, alors que les variations des bicarbonates est en concordance avec le calcium.

Lors des crues, on observe une diminution des teneurs en calcium et une augmentation des teneurs en magnésium. En fin de crue, les teneurs en calcium et en magnésium des eaux demeurent systématiquement différentes de celles mesurées avant les crues. On retrouve les concentrations initiales au bout de plusieurs semaines, lors des périodes d'étiage prononcé. Les teneurs maximales en calcium et minimales en magnésium sont enregistrées lors de la décrue, après près de 27 jours pendant la crue de juin, alors qu'il est tardif avec un temps près de 70 jours pendant la crue de mars.

Les indices de saturation vis à vis de la calcite (ISc) des eaux prélevées au niveau de la source S5 oscillent autour de valeurs comprises entre -0.03 et 0.66 et entre -0.05 et 0.68. Les eaux sont donc globalement sursaturées vis à vis de la calcite, si l'on excepte la valeur enregistrée lors de la crue du mois de juin qui à une tendance à un équilibre avec cette phase de minéral (-0.03 et -0.05). On constate par ailleurs que les indices de saturation des eaux vis-à-vis de la dolomite varient entre la sous saturation et la sursaturation (-0.24 à 0.62 et -0.12 à 0.38). Les valeurs de l'indice de saturation semblent stables durant la période de recharge du mois de septembre 2014 au mois de février 2015, alors qu'une tendance à une diminution semble se dessiner, et particulièrement après les deux crues printanière (mars) et estivale (juin). En période de crue, l'indice de saturation de la calcite (ISc) et de la dolomie (ISd) évolue fortement. A titre d'exemple, lors de la première crue du mois de mars, l'ISc de la source

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

atteint une valeur minimale après l'événement pluvieux près de 30 jours, tandis qu'un ISd minimal est observé au cours de la décrue, soit près de 60 jours après l'événement pluvieux de crue. Cette différence de décalage est à relier au fait que le rapport la dissolution de la dolomie est un processus plus lent que celle de la calcite (Emblanch 1997 ; Plagnes 2000). En revanche, la crue du mois de juin engendre une eau équilibrée vis-à-vis de la calcite avec une valeur minimale ( $ISc = -0.03$  en S5 et  $ISc = -0.05$  en S6) près de 15 jours après l'événement pluvieux, et une eau sous saturée vis-à-vis de la dolomite avec une valeur minimale de ( $ISd = -0.24$  en S5 et  $ISd = -0.12$  en S6). Cette différence de temps de réponse de la source entre la crue printanière (mars), précédée par une période humide, et celle de la crue estivale (juin) enregistrée après une période d'étiage est reliés aux conditions d'écoulement au sein de l'aquifère. Le réseau chargé par les pluies précédentes, provoque un écoulement lent des eaux relativement anciennes. Alors que, lors de la deuxième, un écoulement relativement rapide du à la circulation libre des eaux de la zone non saturée avec un maximum de la  $pCO_2$ . (figure IV.3 et figure IV.32). En effet, plus les eaux transiteront rapidement dans le système, moins elles auront la capacité à dissoudre l'encaissant et donc à se rapprocher d'un ISc nul. Cependant, la présence d'écoulements rapides peut impliquer celle d'un dégazage. Il serait alors aussi nécessaire que le réseau de drainage du karst soit en charge, ne permettant alors que peu de dégazage des eaux.

Durant la période de septembre 2014 jusqu'au décembre 2014, on constate une sursaturation des eaux malgré les fortes valeurs en  $pCO_2$  indiquant une contribution d'un réseau de drainage gazé (ISc et ISd positif et le rapport Mg/Ca inférieur 1). Cependant, ce constat indique la présence d'écoulements rapides dans réseau de drainage à l'air libre. Ceci traduit un système possédant un réseau de drainage moins hiérarchisé et des ouvertures de conduits faibles. (figure IV.31 et figure IV.32) La très forte corrélation entre Ca et Mg ( $R = 0.93$ ) suggère qu'un processus de mélange se produit entre des eaux ayant dissous des minéraux calciques (influence majeure en période de crue) et des eaux ayant dissous des minéraux dolomitiques (période d'étiage). Nous constatons que les valeurs en  $HCO_3$  et en Mg au niveau de S5 (Ain Soltane) sont relativement élevées par rapport au S6 (Sidi Boussaid) indiquant une zone non saturée plus développée en S5 que S6.

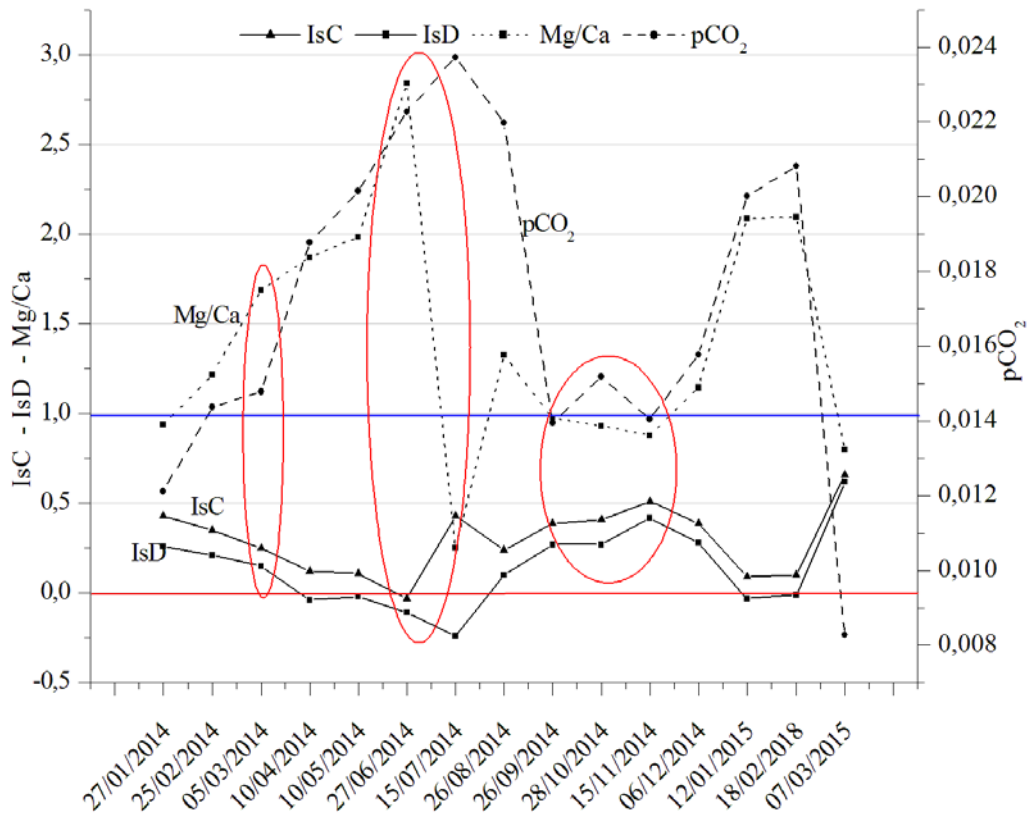


Figure IV.31 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, en S5.

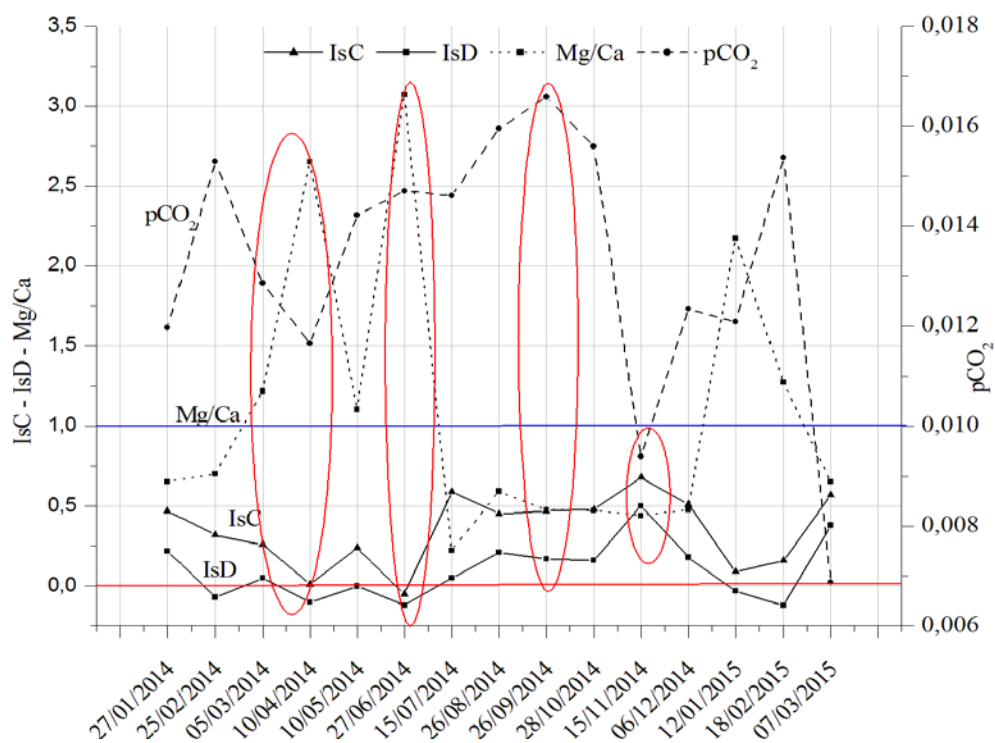


Figure IV.32 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, en S6.

- **Groupe IV(Le forage FSKc (Sidi Kada))**

On constate une diminution des teneurs en  $\text{HCO}_3$  et en Ca concomitante à une augmentation en Mg lors de l'arrivée des premières eaux des crues (figure IV.33). Celle-ci distingue des eaux avec des teneurs élevées en et Mg, caractérisant des eaux dites pré-événementielles avec un temps séjour long dans le milieu karstique, et des eaux avec des teneurs faiblement élevées en  $\text{HCO}_3$  et Mg mais chargées en éléments majeurs caractérisant des contributions d'eaux plus récentes. Les faibles valeurs de  $\text{HCO}_3$  peuvent s'expliquer par un phénomène de dégazage au sein de la zone non saturée lorsque l'on s'éloigne de la surface (zone de production du  $\text{CO}_2$ ), ce phénomène a été démontré par Peyraube (2012). Les indices de saturation des eaux vis à vis de la calcite et de la dolomite (ISc et ISd) sont globalement très nettement supérieurs à zéro, le long de notre cycle. Par ailleurs, les eaux prélevées présentent des rapports Mg/Ca  $>1$  (de l'ordre de 1.4 en moyenne) à l'exception les valeurs enregistrées lors de la crue automnale avec une valeur de 0.69 (septembre et octobre). La plus faible valeur de la  $\text{pCO}_2$  est rencontrée lors de la crue du mois de juin (0.013) correspond à la plus élevée valeur du rapport Mg/Ca (4.25), ceci est du à la remobilisation interne dans le réseau karstique. En revanche la plus élevée valeur est enregistrée après près de 40 jours de cette crue et qui correspond à la plus faible valeur du rapport Mg/Ca. Elles suggèrent des apports diffus du bassin en lien avec l'effet retard important. Ce pic est tardif que l'événement pluvieux, en raison de la propagation instantanée de l'onde de crue dans le conduit de la zone saturée indiquant l'arrivée des eaux récentes (Pronk et al., 2006; Charlier et al., 2012, Cholet 2017).

Une diminution de la  $\text{pCO}_2$  lors de l'événement pluvieux du mois de mars ainsi qu'une augmentation continue de la conductivité. Ces observations montrent clairement que l'écoulement est soutenu par des eaux à long temps de séjour dans le compartiment capacitif épikarstique. La valeur maximale de la  $\text{pCO}_2$  ainsi diminution de la conductivité correspond à l'arrivée des eaux de l'événement pluvieux est enregistré après près de 70 jours. En revanche, le décalage plus important indiquerait une réaction plus lente à la mise en charge. Elle suggère un effet plus important de la zone non-saturée avec des écoulements plus lents dans une structure karstique moins bien connectée.

Cette différence du temps de réponse entre la crue du mois de mars et celle du mois de juin est due aux conditions d'écoulement au sein de l'aquifère, dans lequel l'écoulement en mois de mars est précédé par une période humide (un cumul d'une pluviométrie de 200 mm), alors

que celle du mois de juin est précédé par une période d'étiage. Ces réponses hydrauliques contrastées confirment l'existence de plusieurs types d'écoulements dans la zone non saturée.

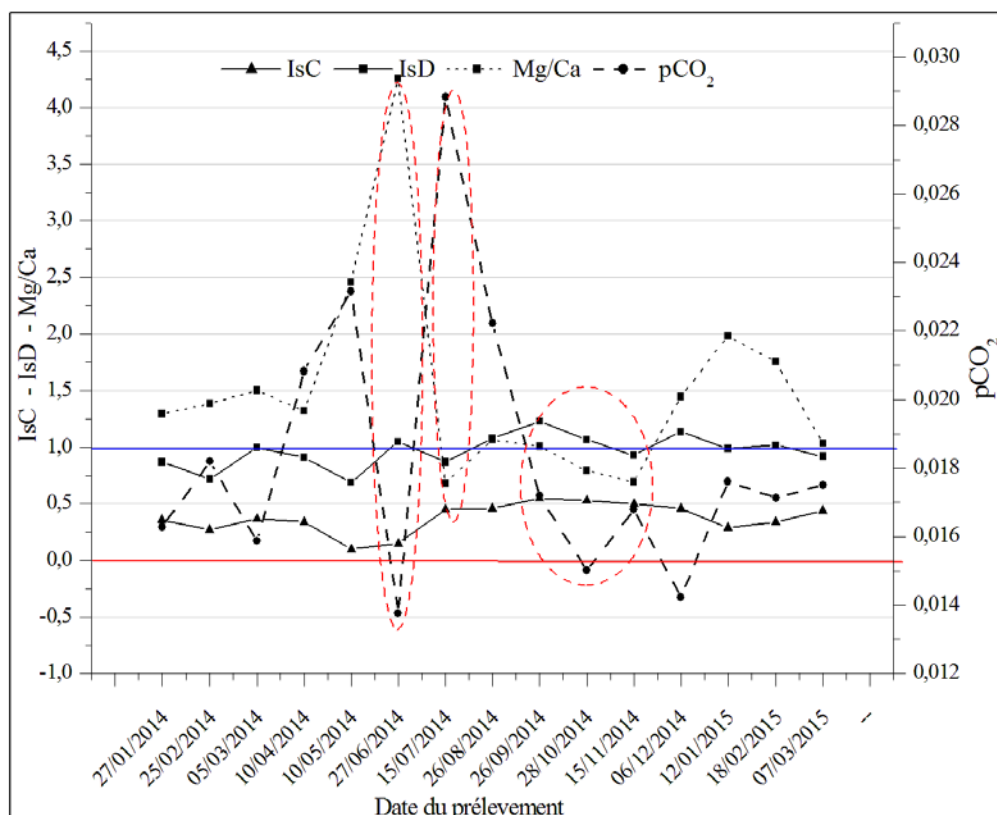


Figure IV.33 : Variations des indices de saturation de la calcite, la dolomite et du rapport Mg/Ca avec la pression partielle en CO<sub>2</sub>, dans le forage FSKc.

#### IV.4.5- Analyses en Composantes Principales :

##### - La source S1

L'analyse en composantes principales est réalisée sur les éléments majeurs, éléments caractéristiques les conditions d'écoulements (pCO<sub>2</sub>, IsC, IsD) le rapport Mg/Ca et les paramètres physique (conductivité, T°C et le pH) (figure IV.6. L'analyse présente deux composantes expliquant 58.49 % de la variance (figure IV.34). La première composante (34.93 % de la variance) distingue les individus marqués par la minéralisation TDS (0,634), c<sub>25°C</sub> (0,669), Mg (0,908), Na (0,620), Cl (0,701), SO<sub>4</sub> (0,899) et NO<sub>3</sub> (-0,241), Il marque les eaux influencées par les éléments chimiques du sol, d'origine météorique ou anthropique, et il distingue les eaux caractérisées par de plus fortes concentrations en ions allochtones (sodium, chlorure, sulfate). Une faible variance expliquée par NO<sub>3</sub>, indiquant une faible participation de cet élément à la minéralisation. L'oxygène dissout est en opposition avec la pCO<sub>2</sub> est logique.

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

Lorsque le deuxième axe (38 % de la variance) (figure IV.34) distingue les individus marqués les conditions d'écoulements montrent un pôle de minéralisation caractérisé par pH (0,871), HCO<sub>3</sub> (0,721), IsCalcite (0,770), IsDolomite (0,563), pCO<sub>2</sub>éq (-0,772). L'opposition des variables des indices de saturation à la pCO<sub>2</sub> est classique dans un milieu karstique, ainsi que la pCO<sub>2</sub> et pH traduit en particulier le rôle de la zone d'infiltration dans les équilibres ainsi que les conditions de circulation dans le système qui sont liées, entre autre, à la structure même de l'aquifère.

Dans le plan des individus (figure IV.35), l'axe F1 montre un passage progressif entre les eaux de crues du mois de mars minéralisées emmagasinées avec un temps de séjour long. Ces eaux sont représentées par un rapport de Mg/Ca élevé aux eaux moins minéralisées caractéristiques des eaux récentes de la crue (effet de piston). L'axe F2 représente le même phénomène mais pour la crue du mois de juin. Ces eaux sont moins minéralisées par rapport aux eaux de la crue du mois de mars.

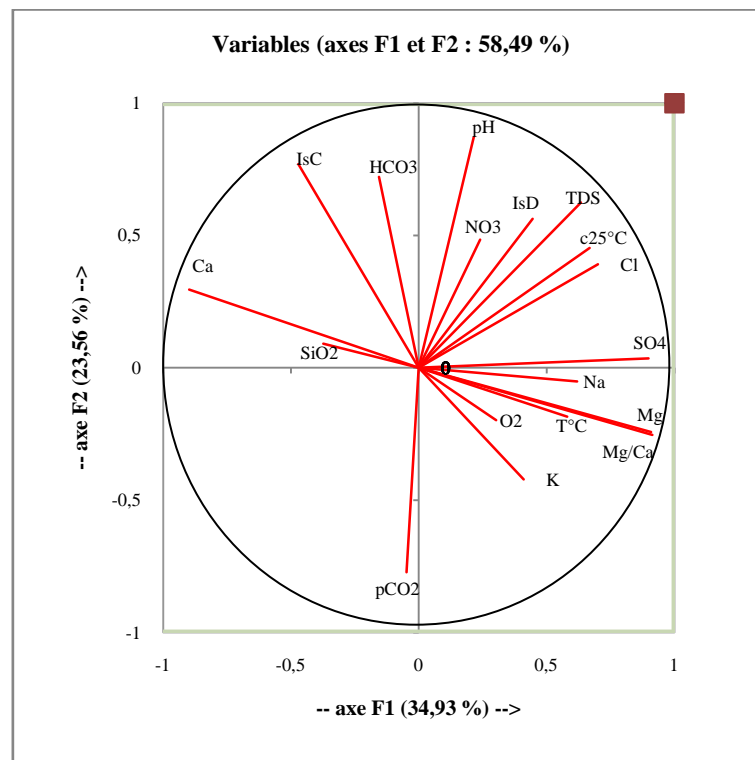


Figure IV.34 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S1.

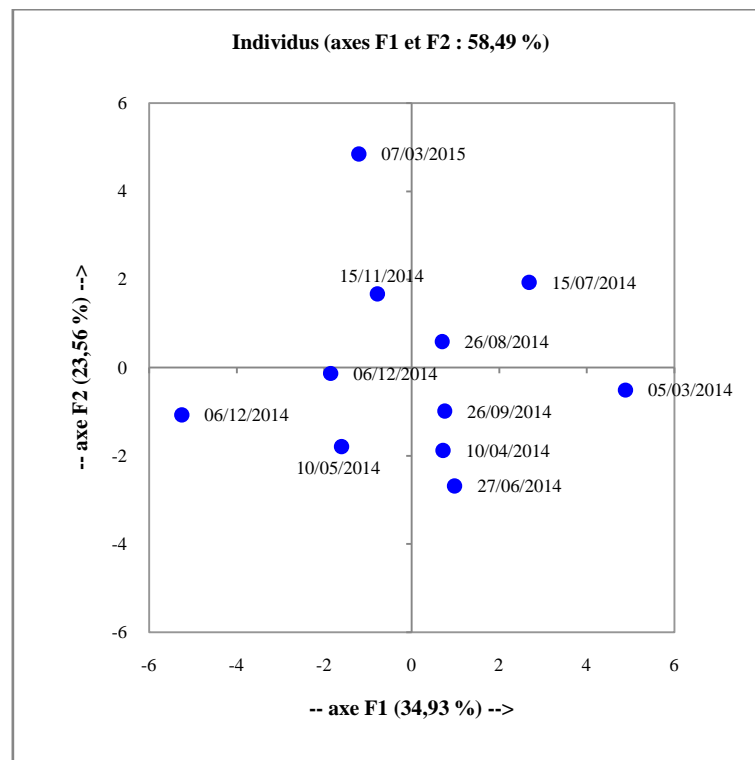


Figure IV.35 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S1.

#### - La source S2

Le facteur F1 explique 29.79% de la variance totale (figure IV.36) est défini par la conductivité, le magnésium et le potassium. L'axe F1 oppose  $\text{HCO}_3$ , Ca, Cl, Na,  $\text{NO}_3$ , K, Sic et Sid  $\text{pCO}_2$  à Mg, Mg / Ca,  $\text{O}_2$  et  $\text{SiO}_2$ . Ce facteur oppose des eaux anciennes stockées près de la surface (épikart et sols) se caractérisant par de forte  $\text{pCO}_2$ , par un rapport Ca/Mg élevé et par de faible concentration en  $\text{O}_2$  (transit rapide) tandis que tandis que les secondes (à transit lent) se caractérisent par des plus fortes concentrations en Mg et  $\text{SiO}_2$  avec une faible  $\text{pCO}_2$  (par dégazage, d'où Sic et Sid sont élevés). Une opposition entre  $\text{T}^\circ\text{C}$  et les nitrates  $\text{NO}_3$

(-0,615) signifiée que la température des eaux est indépendante à la température de surface comme l'on a identifiés précédemment (cf. IV.4.1)

L'axe F2 explique 28.87% de la variance totale est défini par (figure IV.36) : Sic et Sid opposé à  $\text{pCO}_2$ . Cet axe représente les équilibres calco-carboniques en opposant les eaux dégazées à celles transférées rapidement depuis les zones à fortes  $\text{pCO}_2$ . Dans le plan des individus (figure IV.37), il met en opposition les eaux très sursaturées des mois de juillet 2014 et mars 2015 (pôle dégazé) et les eaux légèrement sous-saturés (pôle non dégazé) avec la calcite qui peuvent correspondre à un écoulement rapide (crue du mois de mars 2014 et crue

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

du mois juin 2014) ; entre les deux se trouvent les eaux moyennement sursaturées ou intermédiaires (mai et aout 2014). L'association entre la  $pCO_2$  et Na, Cl et  $SO_4$  sont classiques des eaux stockées dans l'épikarst et les sols. La forte concentration en  $NO_3$  indiquant des eaux de surface.

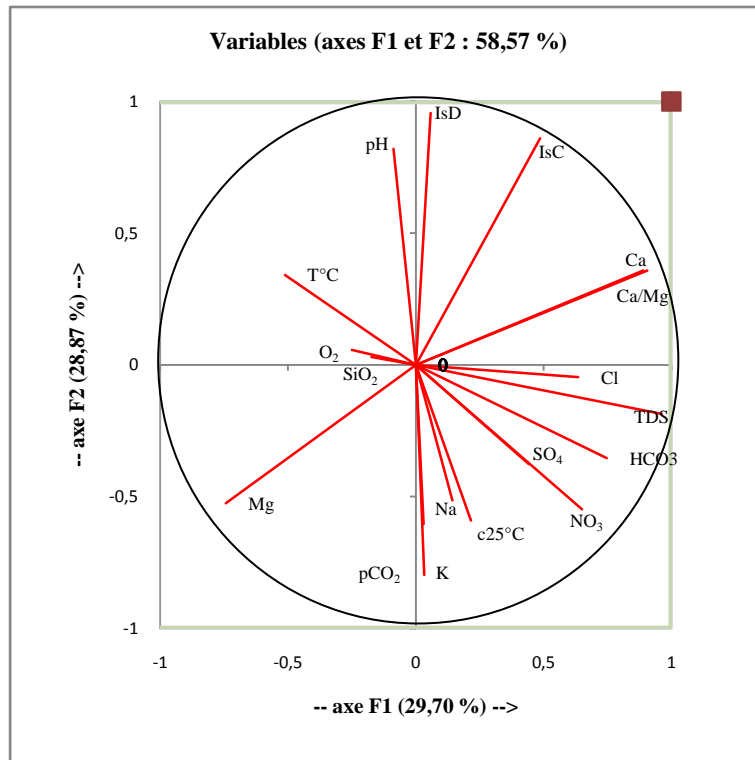


Figure IV.36 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S2.



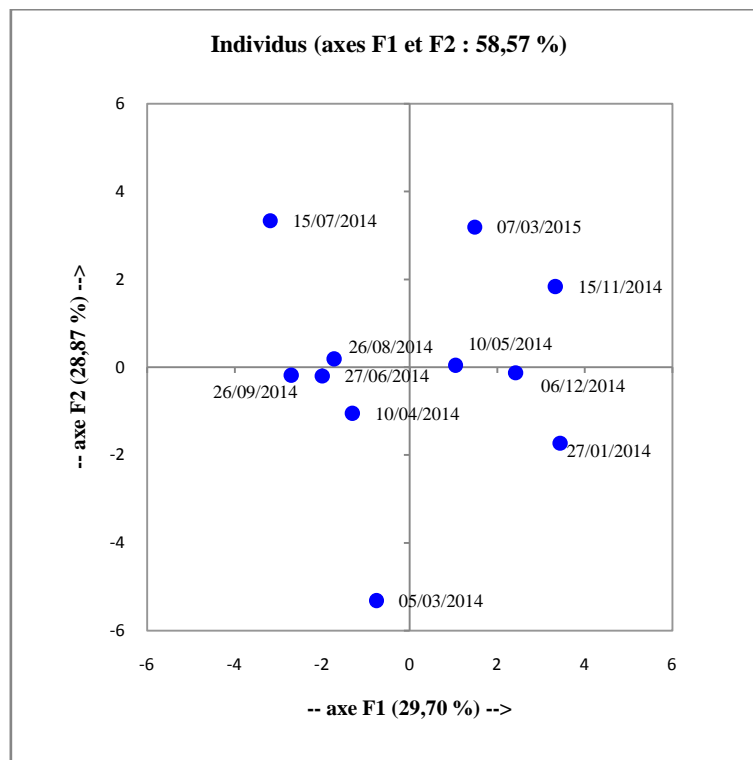


Figure IV.37 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S2.

#### - La source S4

La figure IV.38 présente une analyse en composante principale sur l'ensemble de la chronique. L'axe 1 explique 29.70 % de la variance caractérise une signature hydrochimique suggérant la minéralisation quand l'axe 2, expliquant 22.21% de la variance distingue des temps de séjours longs des temps plus courts.

L'axe 1 est défini par plusieurs variables : conductivité 0,982, sulfates 0,954, chlorures 0,890, sodium 0,952, calcium -0,700 et la température -0,700. Une forte corrélation entre  $SO_4$  et Ca (0.930) indique l'existence des gypses ou anhydrites au sein de l'aquifère. Les chlorure sont corrélée avec les sulfates et le sodium (0.910 et 0.940 respectivement) cela du aux argiles et les marnes et aussi possible des évaporites dans l'aquifère. La corrélation négative entre la température et les nitrates (-0,913), les sulfates (-0.550) et les chlorures (-0.626), indiquant que la température des eaux au sein de l'aquifère est indépendante de la température de l'air. L'oxygène dissout ( $O_2$ ) et les sulfates ( $SO_4$ ) sont bien corrélés (0.891) indique une oxydation des éléments sulfuriques.

L'axe 2 est défini par plusieurs variables (figure IV.38): Mg (0.962), Ca (-0.600), Mg/Ca (0.711) et  $NO_3$  (-0.600). Une bonne corrélation entre le Ca et  $NO_3$  avec un coefficient

Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

0.692 caractérise les eaux de l'épikarst avec un temps séjour court avec un écoulement rapide.

Dans le plan des individus (figure IV.39) l'axe F1 montre un passage progressif légèrement des eaux de crues sous-saturées vis à vis la dolomite aux eaux sursaturée.

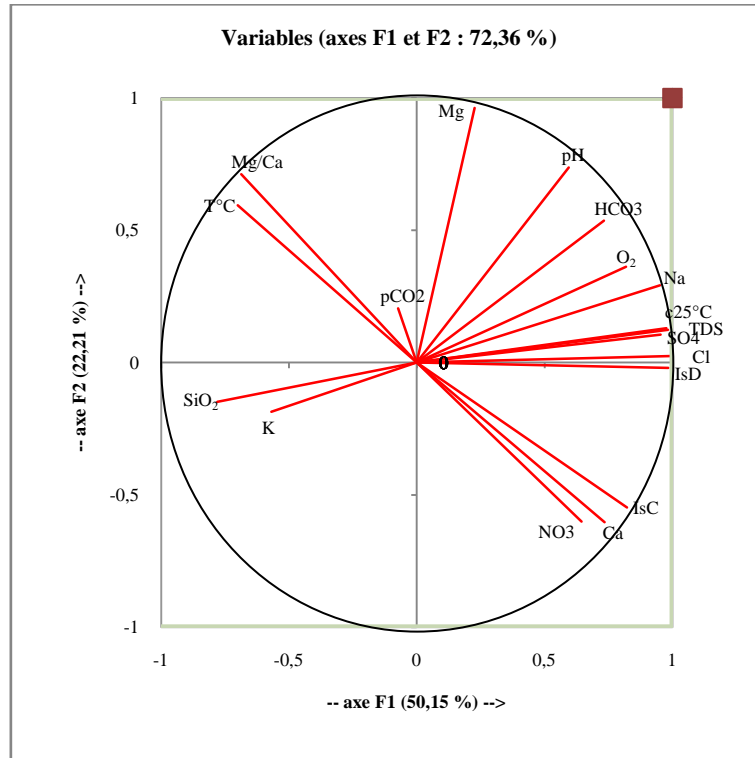


Figure IV.38 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S4.

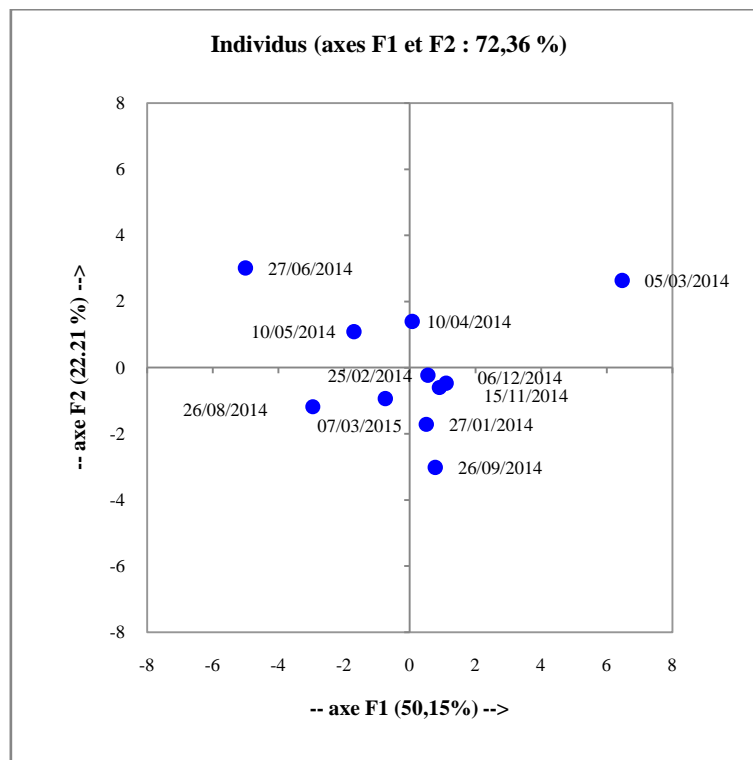


Figure IV.39 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S4.

#### - La source S5

Le facteur F1 explique 30.28 % (figure IV.40) de la variance totale et les variables définissant F1 sont caractéristiques de la minéralisation des eaux ; l'axe F1 représente les eaux plus riches en nitrates, chlorures, sulfates et le sodium. Ces variables opposent Mg et O<sub>2</sub> ce qui indique que ces eaux caractéristiques l'épikarst. Ce plot indique la pollution de surface (actions anthropique).

L'axe F2 (figure IV.40) explique 27.28 % de la variance totale et est défini par plusieurs variables : HCO<sub>3</sub>, S1c et S1d en opposition avec pCO<sub>2</sub>, Cl et Mg/Ca. Cet axe est lié à l'équilibre calco-carbonique qui est fonction des conditions d'écoulement. Quand les écoulements sont rapides, les indices de saturation sont proches de zéro à négatifs et les faibles écoulements sont marqués par des indices de saturation positifs.

Les individus se répartissent globalement en trois groupes suivant l'axe 2. Les échantillons prélevés au cours des deux crues (mars et juin) se déplacent progressivement du bas vers le haut du graphique (Figure. IV.41). Ceci marque une tendance générale à une participation plus importante de la zone saturée dans l'alimentation de la source, conséquence des conditions générales de décrue. Une augmentation de la pCO<sub>2</sub>, indiquant une participation importante de la zone non saturée.

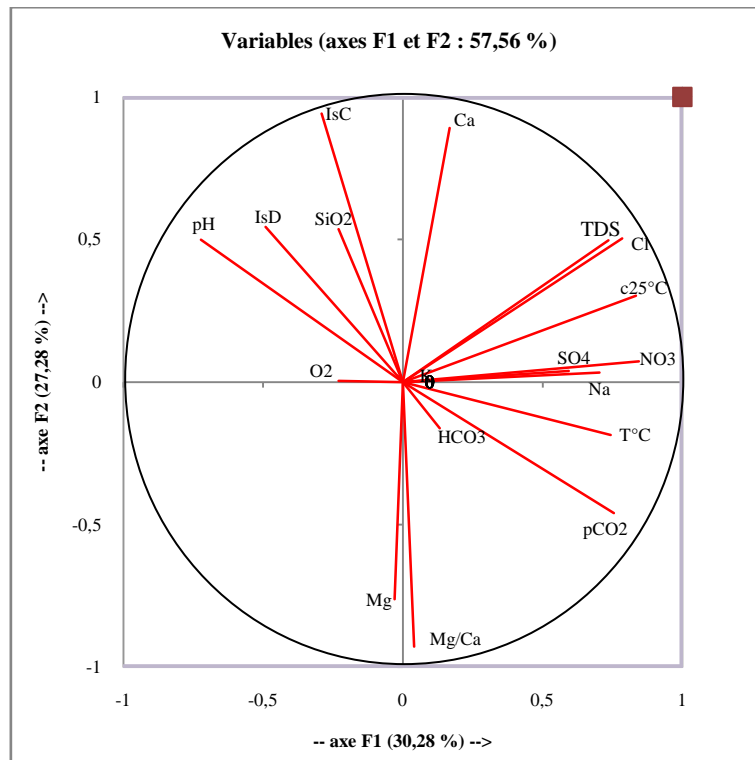


Figure IV.40 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S5.

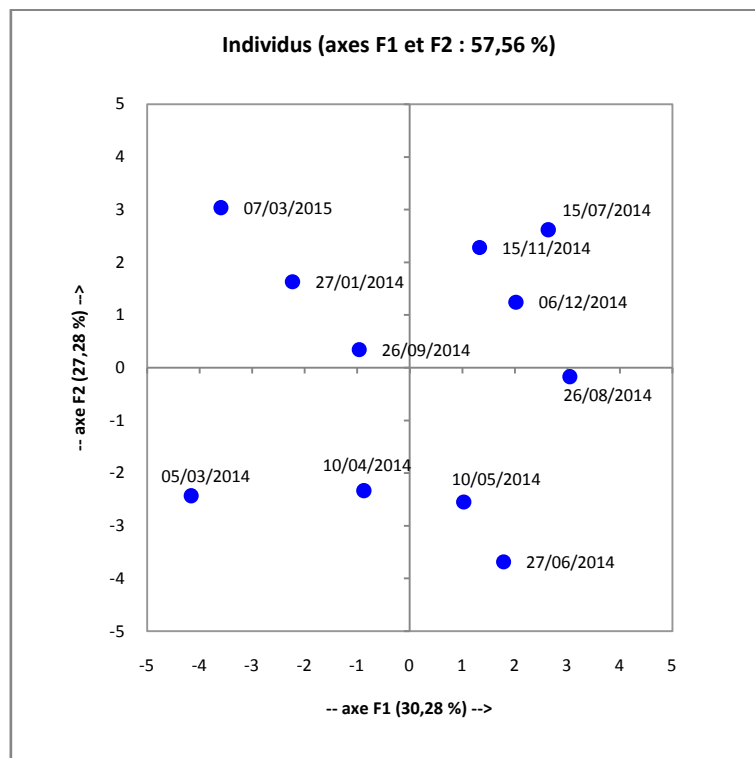


Figure IV.41 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S5.

- **La source S6**

L'axe 1 représente 30.28 % de la variance totale (Figure IV.42). Sur la gauche du graphique, on trouve les variables Mg, SO<sub>4</sub>, O<sub>2</sub>, pH et Mg / Ca. Ces variables, s'opposent les variables conductivité, Ca, HCO<sub>3</sub>, Na, Cl, SiO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, T°C, IsC et IsD et pCO<sub>2</sub>. La corrélation entre les éléments NO<sub>3</sub>, Cl, Na et pCO<sub>2</sub> indique l'arrivée des eaux récentes à partir de la zone non saturée avec une infiltration diffuse. L'opposition des variables pCO<sub>2</sub> et pH traduit en particulier le rôle de la zone d'infiltration dans les équilibres ainsi que les conditions de circulation dans le système qui sont liées, entre autre, à la structure même de l'aquifère.

Il est défini par le calcium opposé au magnésium. L'opposition entre Ca et Mg est classique et liée à des temps de séjour courts pour le Ca (crues) et à temps de résidence plus long pour Mg (marque les eaux d'étiage). La vitesse de dissolution du carbonate de calcium supérieure à celle du carbonate de magnésium engendre une augmentation du calcium plus rapide que celle du magnésium et par suite un rapport Mg/Ca plus faible en période de crue où les écoulements sont rapides.

L'axe 2 (32.54 %) oppose des eaux riches en chlorure, sodium, potassium et les nitrates à des eaux carbonatées calciques. Cette opposition pourrait traduire une distinction entre les éléments issus de la dissolution des calcaires, donc des éléments lithologiques, d'autres éléments d'origine plus superficielle principalement. La corrélation entre ces éléments allochtones et la conductivité indiquant une association à la minéralisation. Dans le plan des individus (figure IV.43), l'axe F1 montre un passage progressif entre les eaux de crues sous-saturées (mars et juin 2014) aux eaux légèrement sursaturées et plus minéralisées l'or de la période de recharge (septembre 2014 au février 2015). En effet, en période de crue, les écoulements sont plus rapides et les eaux d'infiltration sous-saturées n'ont pas assez de temps pour s'équilibrer vis-à-vis la calcite et les eaux à l'exutoire sont sous-saturées. La période de la recharge le réseau s'en charge et permet à un écoulement lent avec des eaux sursaturées.

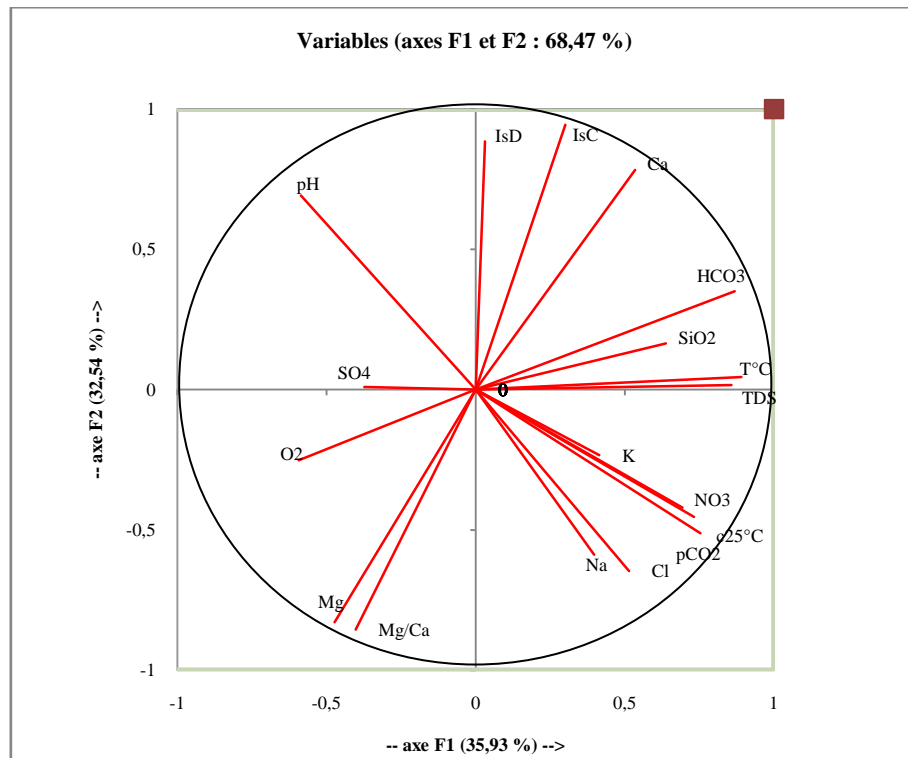


Figure IV.42: représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables de la source S6.

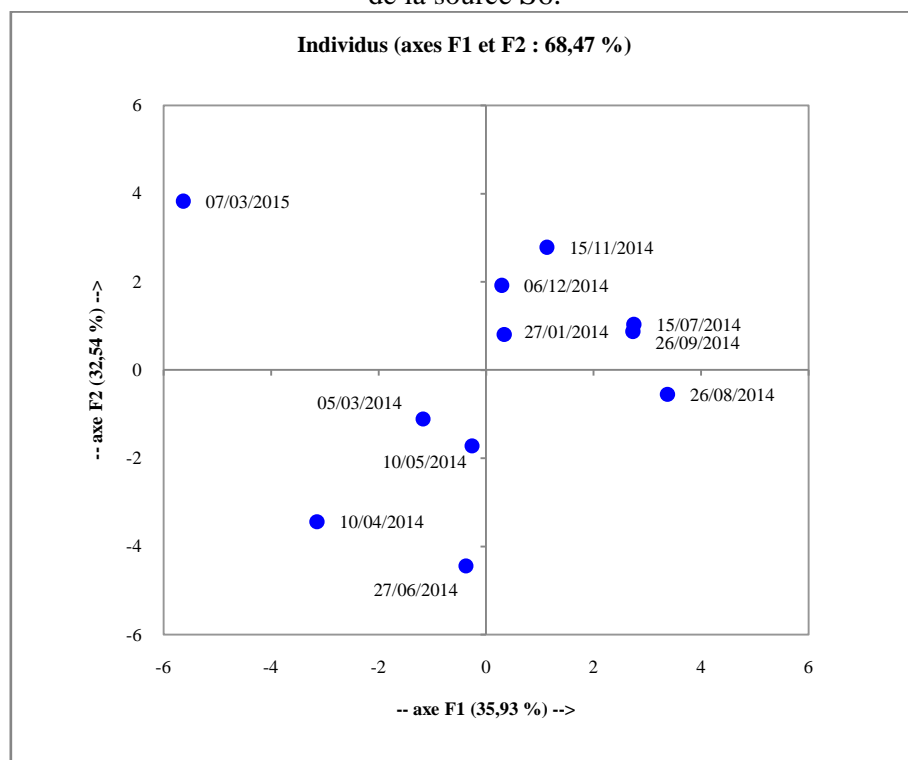


Figure IV.43: Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus de la source S6.

- **Le forage FSKc**

L'axe F1 (figure IV.44) explique 35.93% de la variance totale et est défini par plusieurs variables : Mg, Cl, Na, SiO<sub>2</sub>, SId et O<sub>2</sub> opposé à conductivité, HCO<sub>3</sub>, Ca, pCO<sub>2</sub>, ISc, SO<sub>4</sub> et

#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

NO<sub>3</sub>. Cet axe est totalement lié à la minéralisation et au temps de séjours des eaux. Une eau riche en Ca, NO<sub>3</sub>, et SO<sub>4</sub> indique une origine superficielle avec un temps de séjours court. Une opposition des éléments SO<sub>4</sub> et NO<sub>3</sub> avec Na indique une origine distincte de ces éléments. Cela traduit la variable Na et lié au phénomène des échanges ioniques.

L'axe F2 (figure IV.44) explique 20.77% de la variance totale et est défini par plusieurs variables : HCO<sub>3</sub>, Ca, ISc et ISd en opposition avec pCO<sub>2</sub>. Cet axe est lié à l'équilibres calco-carbonique montre une sursaturation des eaux ce qui traduit une certaine inertie dans le comportement hydrodynamique de l'aquifère.

Dans le plan des individus (figure IV.45), l'axe F2 montre un passage progressif entre les bases plus minéralisées et magnésienne avec des teneurs en pCO<sub>2</sub> relativement élevées, du à l'effet de mémoire retardé de la crue printanière, à l'exception d'un pic négatif en pCO<sub>2</sub> durant la crue estivale (juin). Il explique l'existence d'un écoulement lent dans des fissures dans un milieu confiné.

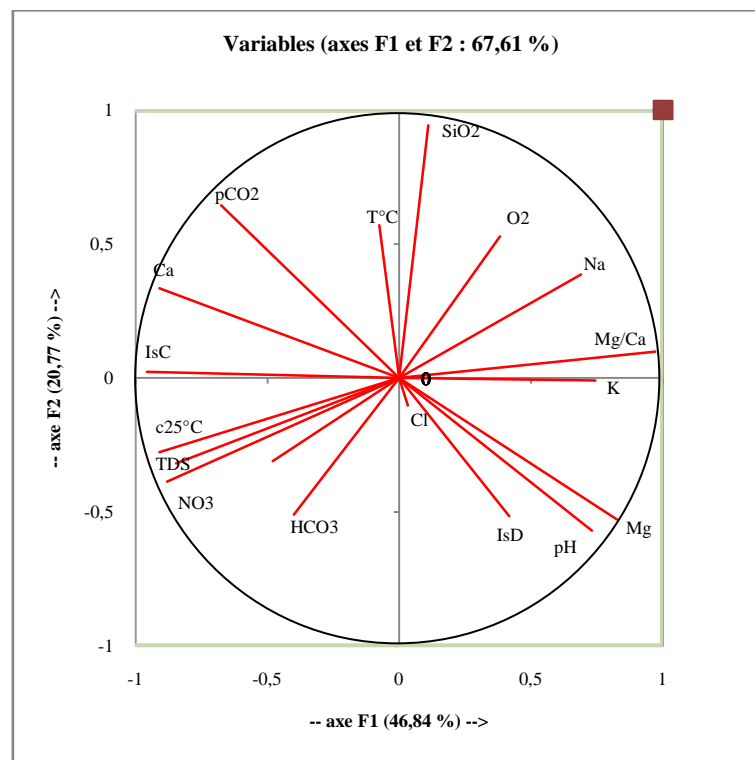


Figure IV.44 : représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables du forage FSKc.

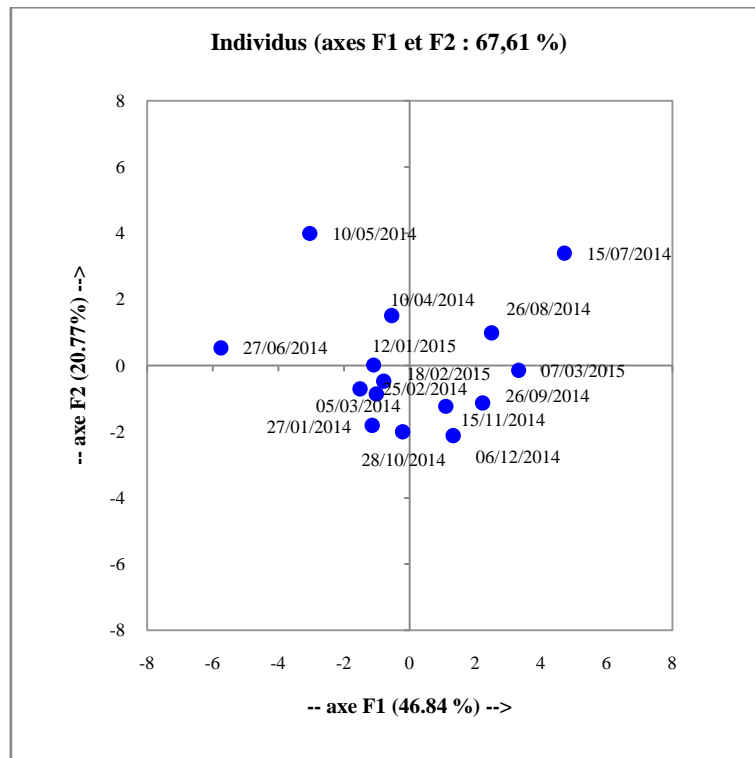


Figure IV.45 : Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus du forage FSKc.

La figure IV.46 synthétise la répartition des différents types d'eau dans l'ensemble points analysés ainsi que le passage des eaux moins polluées aux eaux plus polluées. La répartition de la chimie de l'eau sur représente en axe 1 un groupe de sources affectées par la pollution. L'axe 2 représente les forages et les sources qui drainent l'eau profonde non polluée.



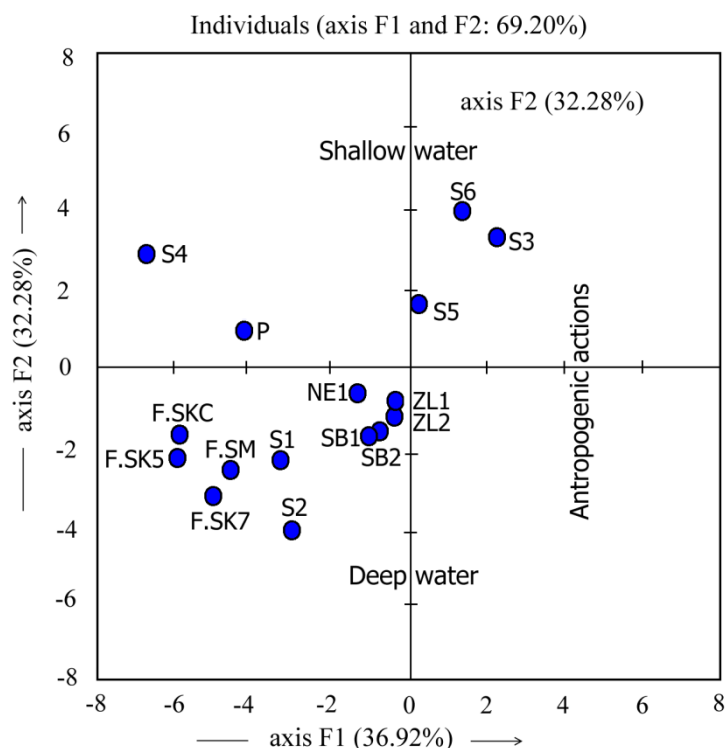


Figure IV.46: Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus des points analysés.

#### IV.5- Relations entre les éléments chimiques

##### IV.5.1- Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium, nitrates et la conductivité et les écarts-types

Les figures IV.47, IV.48 et IV.49 montrent les variations des moyennes annuelles en magnésium, en nitrates et la conductivité et en fonction des écart-types sur toute la période d'étude.

La Figure IV.45 illustre la tendance à la gradation des teneurs moyennes en  $\text{NO}_3$  avec le type d'écoulement, c'est-à-dire que les eaux plus profondes (P, S4 et S2) ont des concentrations en  $\text{NO}_3$  faibles (entre 1 et 11 mg/l) et stables (des écart-types compris entre 0.4 et 2.4) puis les écoulements profonds qui correspond aux forages de Sidi Kada et la source S1, avec une faible influence par la surface ont des teneurs moyennes en  $\text{NO}_3$  un peu plus élevées (entre 16.7 et 23.00 mg/l) avec des écart-types qui augmentent (1.6 – 6.4), donc des concentrations un peu moins stables que les points précédents et des écoulements qui s'enrichissent en matière organique donc un peu plus rapides et enfin les eaux superficielles ont des concentrations en  $\text{NO}_3$  plus élevées que les autres types d'écoulement (entre 94 et 165 mg/l) avec des écart-types plus élevées et représentent les sources S3, S5 et S6, indiquant des concentrations variables, et des écoulements encore plus riches en matière organique que les

deux autres types d'écoulement, donc des circulations rapides ne permettant pas la dégradation de la matière organique. Nous signalons que les valeurs les plus élevées correspondent à la source de S3 appartient à un système perché très pollué et S1 représente les eaux intermédiaire entre les eaux profondes et superficielles avec une gamme d'écart type similaire aux point profond (forages de Sidi Kada).

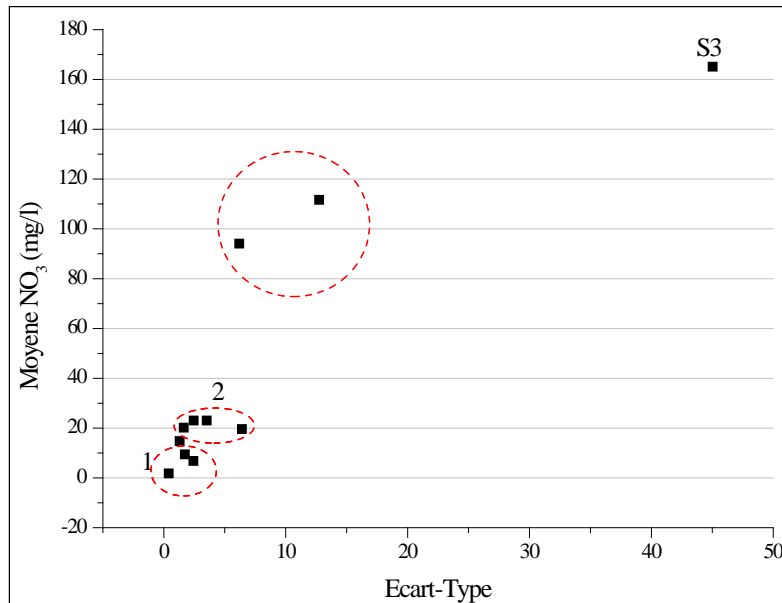


Figure IV.47 : Relation entre les variations des concentrations moyennes en nitrates et les écarts-types

La Figure IV.48 montre également que les teneurs en magnésium compartiment dolomitiques correspondent aux sources localisées au sud ouest du bassin, présentent des teneurs moyenne variant de 80 à 89 mg/l et des écarts-types relativement faibles, variant de 10 à 16, ce sont des sources profondes, tandis que les point FSKc, FSK7 et S6 présentent un écart-type un peu plus élevé variant entre 17 et 20. L'écoulement en S4 présente des concentrations moyennes importantes en magnésium et écarts-types de 17 indiquant des eaux de la zone saturée. La faible valeur de l'écart-type (5.00) correspond au forage FSK5, indiquant des eaux plus profondes.

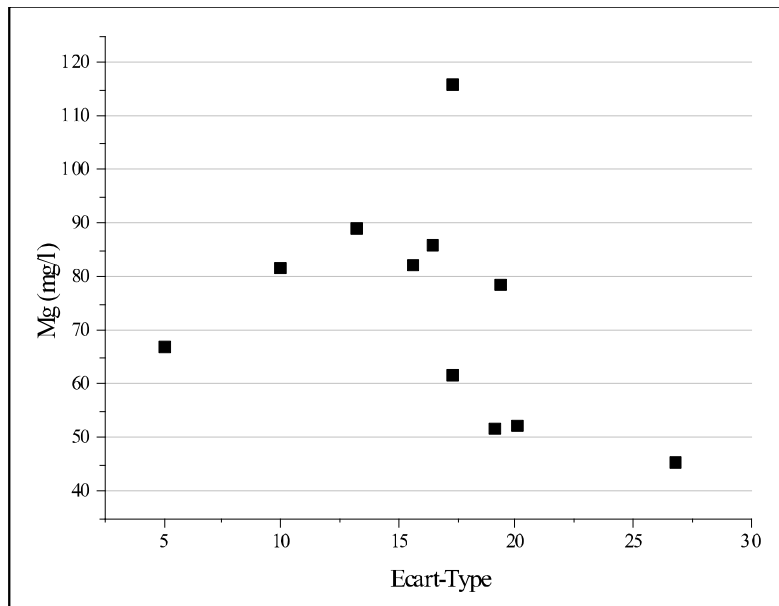


Figure IV.48 : Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium et les écarts-types

Les variations de conductivité sont plus importantes à la source S4 aux autres points, ceci dû à la présence des lentilles gypseuses et des évaporites. Donc les éléments de sulfates, chlorures et sodium jouent un rôle important dans l'acquisition de la minéralisation dans cette source ainsi que la forte variation (Ecart-type = 263) (figure IV.49). La source S3 qui représente un système perche et plus affectée par la pollution de surface est caractérisée par une variation importante et moins que la source précédente (S4) avec un écart-type de 137.5 et une conductivité moyenne de 1593  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La troisième gamme représente les deux sources S5, S6 et P. Quant au P, il est caractérisée par des teneurs relativement élevée en  $\text{SO}_4$ , Na et Cl, indiquant l'existence d'une portion de gypse ou anhydrite et des évaporites vue de sont proximité de la source S4. Pour S et S6 représentent les eaux superficielles affectées par la pollution du sol. La conductivité est influencée par les éléments de traces superficielles liées à l'infiltration diffuse. Les deux sources S5 et S6 sont caractérisées par une conductivité moyenne de 1354  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 1284  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et un écart-type 53 et 59 respectivement. L'écoulement en S1 et S2, considéré intermédiaire entre les eaux profondes (forages) de la zone saturée et les eaux superficielles, représente une conductivité moins importante que les eaux précédentes (conductivité moyenne de 1029  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 1049  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une variation relativement faible (écart-type de 34 et 27 respectivement). La dernière gamme est caractérisée par une conductivité moyenne entre 761  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 821  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et un écart-type de 16 à 41. Nous constatons que le forage FSK5 est moins variées ce qui est en concordance avec la variation en Mg qui aussi moins varié.

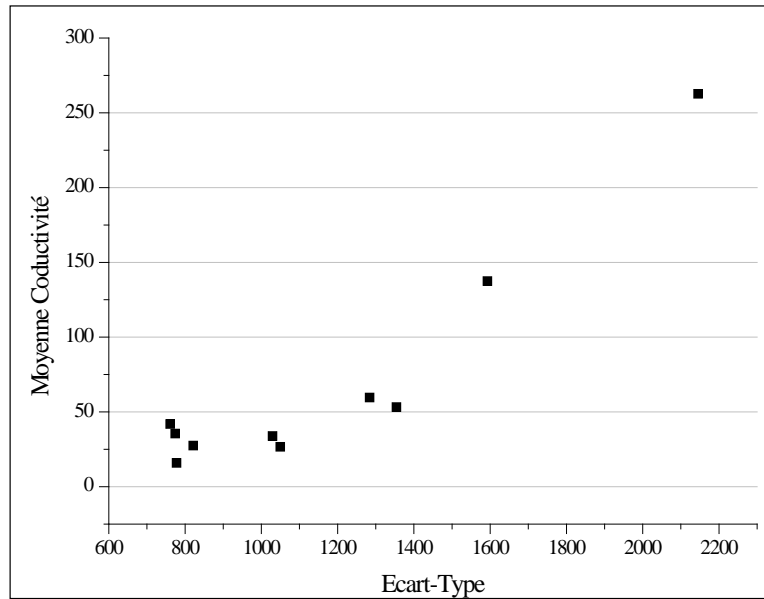


Figure IV.49 : Relation entre les variations des concentrations moyennes de la conductivité et les écarts-types

#### IV.5.2- Analyse des ratios ioniques

L'eau souterraine karstique est la principale source d'approvisionnement en eau pour les populations locales dans la zone d'étude. La compréhension des processus hydrogéochimiques est essentielle pour utiliser raisonnablement les ressources en eaux souterraines karstiques. Les composés chimiques dans les eaux souterraines et leurs relations peuvent interpréter les compositions chimiques d'origine et les processus d'évolution hydro-géochimiques. Les rapports d'ions de deux composants ou de plusieurs composants ont été tracés.

##### IV.5.2.1- Les traceurs de l'infiltration :

###### IV.5.2.1.1- Variations du rapport $SO_4/Cl$

Les valeurs moyennes des rapports  $SO_4/Cl$  des différentes sources sont rassemblées dans le tableau IV.2 : présentation des valeurs des rapports des paramètres chimiques :

<b>Rapport</b>	<b>NO3/Cl</b>	<b>SO4/Cl</b>	<b>Na/Cl</b>
S1	0,35	0,84	1,3
S2	0,09	0,56	0,72
S4	0,006	1,66	1,75
S5	0,42	0,74	0,69
S6	0,47	0,43	0,87
FSKc	0,26	0,48	0,83

Les figures IV.50- représentent l'évolution du rapport  $SO_4/Cl$ . En S1, l'évolution du rapport  $SO_4/Cl$  suit une variation sinusoïdale. Le rapport généralement est inférieur à 1. La crue du mois de mars connue une augmentation du rapport induit par une augmentation de la conductivité. Cette augmentation indique l'arrivée d'une eau ancienne stockée dans la zone non saturée. Le rapport commence à se diminué malgré que l'écoulement est perturbé par une recharge estivale. Ceci peut s'expliquer par un appauvrissement en  $SO_4$ . En revanche la première recharge automnale est caractérisée par une augmentation du rapport ce qui lié à un enrichissement en  $SO_4$  lors de la reconcentration de cet élément en période d'étiage. La période automnale connu une diminution du rapport liée à la période de dilution et à l'absence de la production végétale. Le rapport  $SO_4/Cl$  en S2 évolue très nettement en période de crue. Ce phénomène est particulièrement bien mis en évidence lors de la première crue printanière du mois de mars 2014, crue estivale du mois de juin 2014 et les crues automnale de septembre, mais les amplitudes de variations sont plus faibles. Cette évolution est à relier aux augmentations respectives des teneurs en sulfates et en chlorures des eaux lors de ces périodes. Les rapports sont inférieurs à 1 indiquant que la portion des chlorures est importante. Nous observons une diminution du rapport après chaque augmentation lors des événements pluvieux, ceci peut être expliqué par une dilution. Ces résultats indiquant l'origine anthropique. Contrairement aux autres sources, en S4 le rapport  $SO_4/Cl$  est toujours supérieur à 1, indiquant des fortes teneurs de sulfates provenant des gypses. Ceci est lié à la géologie du système qui draine cette source. Ainsi la diminution des teneurs du  $SO_4$  en période d'étiage explique l'origine interne de cet élément. Alors, les gypses et les évaporites sont à l'origine des teneurs en  $SO_4$  et Cl.

Le rapport en S5 et S6 est inférieur à 1 indiquant la dominance de l'ion  $Cl^-$  par rapport à  $SO_4^{2-}$  ce qui montre une pollution domestique (eaux usées) dans le contexte hydrogéologique. Une augmentation du rapport en période de recharge printanière et estivale liée à la production agricole (utilisation des fertilisant). Au cours de la période de recharge (hautes eaux), le rapport  $SO_4/Cl$  de l'eau du forage FSKc (figure IV.53) diminue très progressivement au fur et à mesure que l'on draine les réserves. Alors que pendant la crue du mois de juin ce rapport est

plus faible indiquant une dilution qui en lien avec l'évolution de la conductivité. Au cours de la période d'été le rapport augmente surtout lors des premières crues de l'automne (septembre), ceci est lié au lessivage des sols lors de la reconcentration par l'ETR de ces deux éléments. Une diminution du rapport en période de recharge automnale (octobre – décembre) liée à l'absence de l'activité végétale.

En S2, S4 et le forage FSKc, on constate une faible variation du rapport cela témoigne une faible influence du sol sur le chimisme des eaux et ceci est lié à la profondeur de l'aquifère au niveau de ces points.

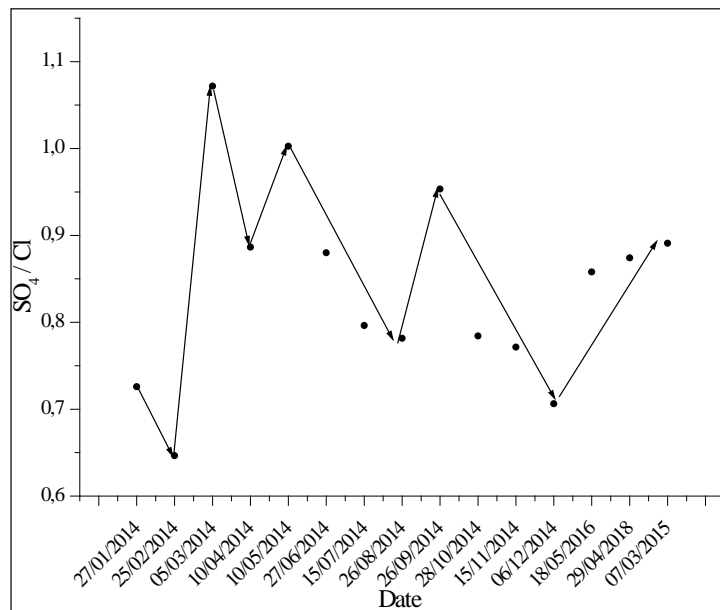


Figure IV.50: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en S1.

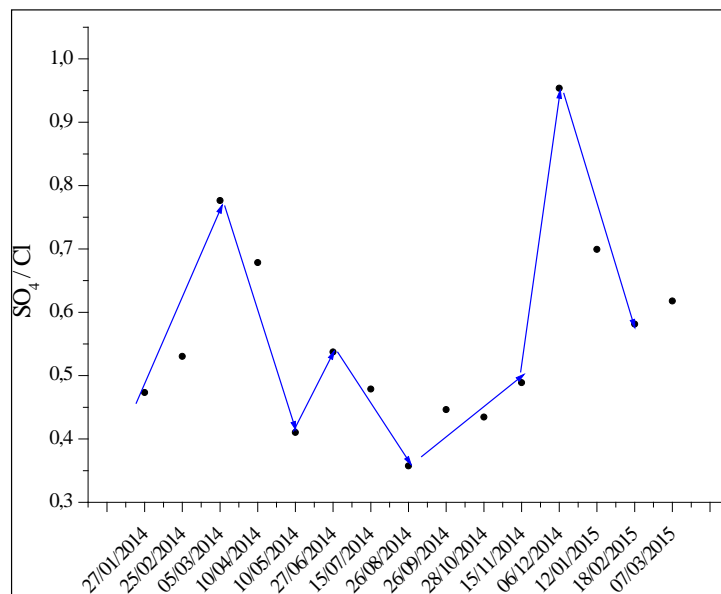


Figure IV.51: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en S2

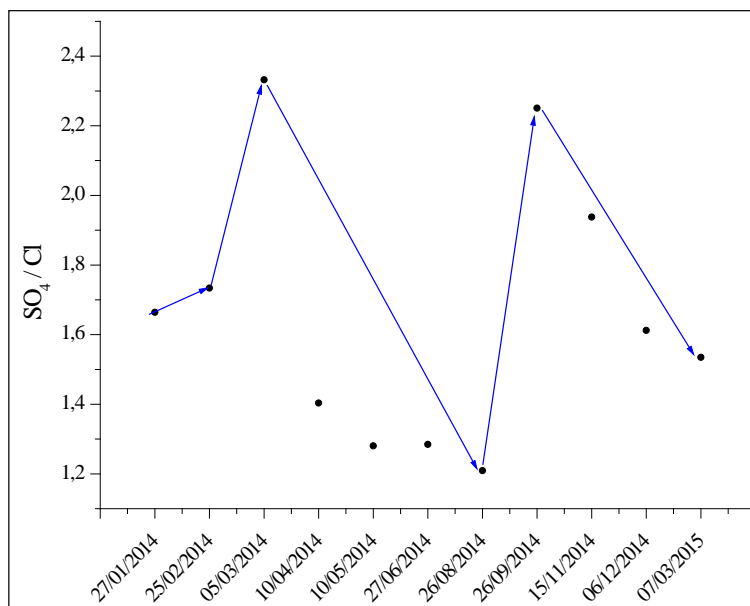


Figure IV.52: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en S4

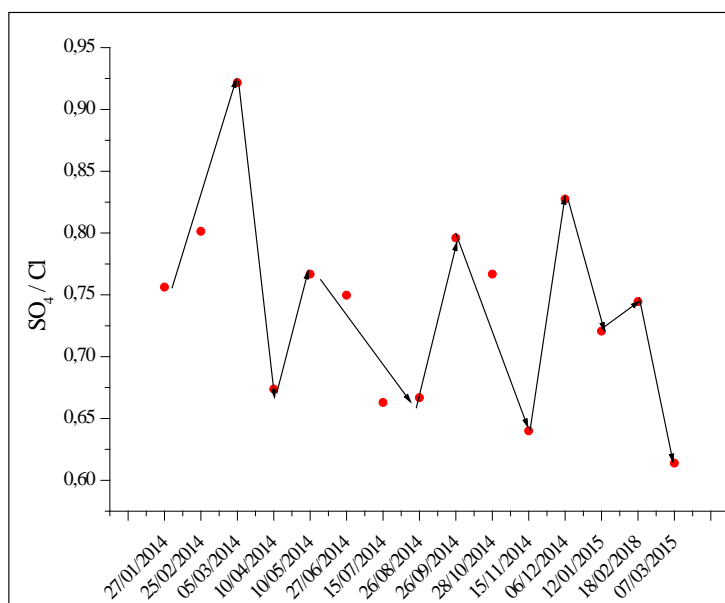


Figure IV.53: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en S5

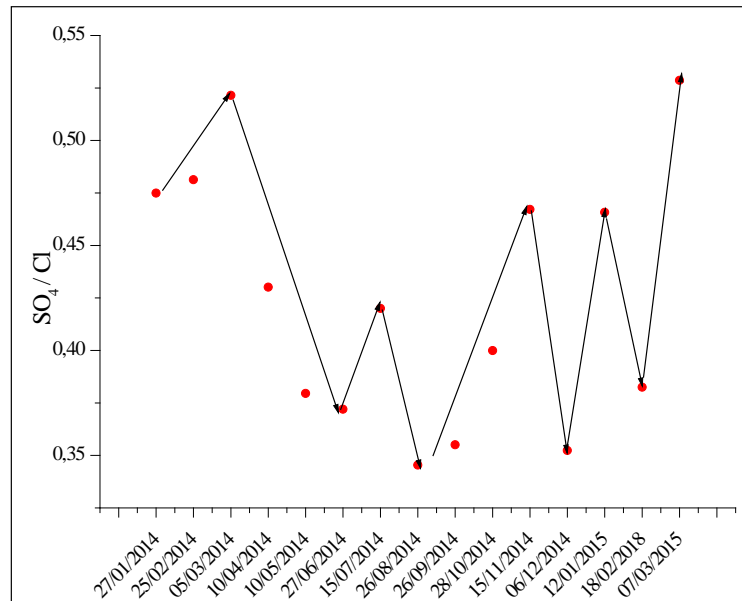


Figure IV.54: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en S6

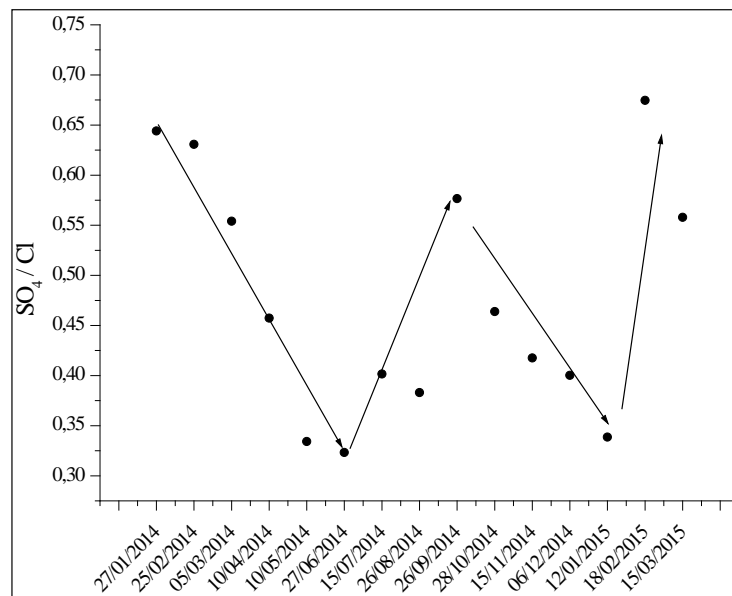


Figure IV.55: variation du rapport SO<sub>4</sub>/Cl en FSKc

#### IV.5.2.1.2- variations du rapport NO<sub>3</sub>/Cl

Le comportement chimique des chlorures dans les eaux naturelles est conservatif car il n'est pas sujet aux processus physiques, chimiques ou biologiques. C'est pourquoi le rapport NO<sub>3</sub>/Cl peut être utilisé pour mettre en évidence des phénomènes de mélanges ou de processus biologiques responsables de la distribution des concentrations en NO<sub>3</sub> dans les bassins versants (Mengis *et al.*, 1999 ; Vitoria *et al.*, 2004 ; Liu *et al.*, 2006 ; Li *et al.*, 2013 ; Briand, 2014)



#### Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

Les engrais chimiques sont généralement caractérisés par des teneurs élevées en azote et faibles en chlorures. Les effluents domestiques et animaux présentent, au contraire, des concentrations en Cl élevées et des rapports  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  faibles (Liu *et al.*, 2006 ; Li *et al.*, 2013). Enfin, le rapport  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  diminue en cas de l'absence des rejets domestiques ou de consommation des nutriments par les plantes sans que cela ne modifie les concentrations en Cl avec des valeurs relativement faibles. Ce pôle représente les eaux des forages (FSKc, FSK.Sidi Mahieddine, FSK5 et FSK7) et les sources relativement peu profondes (S1 et S2) (figure IV. 56).

Les valeurs des échantillons des sources S5, S6 (figure IV. 56) sont cohérentes avec celles attendues pour le pôle des eaux relativement riches en  $\text{NO}_3$  et Cl dont l'utilisation des engrais et des rejets des déchets humains et animaux (activités agricoles et rejets des eaux usées domestique). Une augmentation du rapport  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  avec une stabilité des chlorures représente le pôle d'un excès d'engrais par rapport au pôle précédent. Ce pôle représente une pollution aigue au niveau de la source S3 (système perché). Les échantillons qui présentent un rapport  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  beaucoup plus faible et des concentrations en Cl- importantes caractérisent les eaux chargés en Cl et qui pourraient s'expliquer par la forte contribution des eaux usées des zones proches des agglomérations (les forages de Zalamta et Nesmot, localisés dans la partie sud est de la zone d'étude). Le pôle représentant l'origine interne de l'aquifère sont aussi caractérisées par un rapport  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  faible et des concentrations élevée en Cl et que représentent la source S4 et P. cela peut s'expliquer par de présence des évaporites au sein de l'aquifère.

La figure IV.5 présente les variations du rapport molaire  $\text{NO}_3/\text{Cl}$  en fonction des concentrations en Cl des eaux des monts de Sidi Kada et des différents pôles et vecteurs potentiels de nitrate.

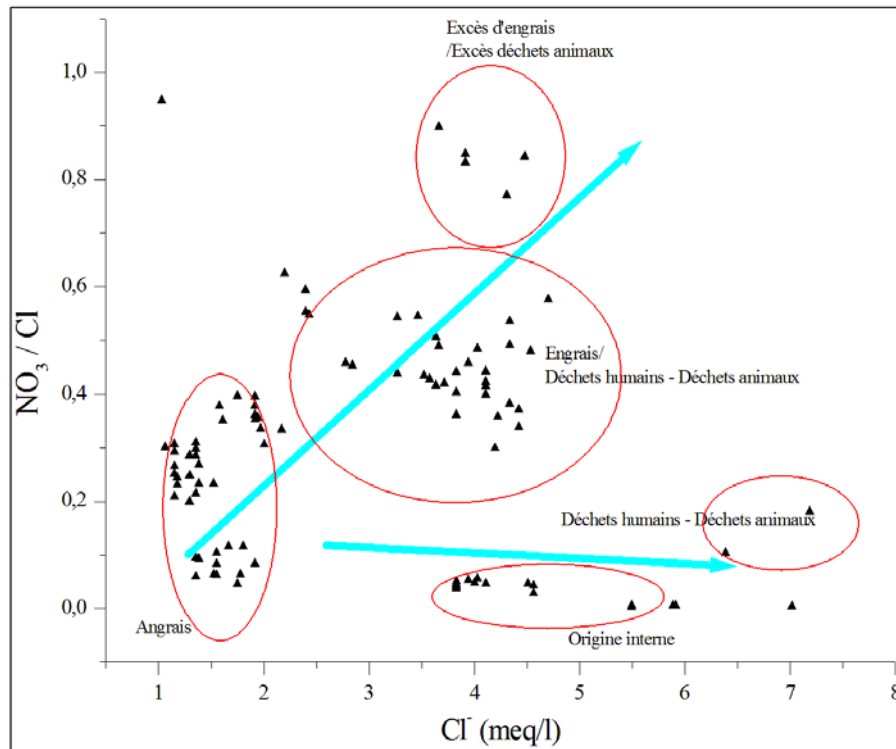


Figure IV.56 : variations du rapport  $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$

#### IV.5.2.1.3- Variations des concentrations en sodium et en chlorures

On peut partager les variations des chlorures et le sodium en trois groupes : des échantillons liés aux eaux moins influencées par la surface dites des eaux profondes (S1, S2, FSKc, FSK7, FSK5, ZL1, SB1 et NE1) ce groupe caractérisé des teneurs relativement faible en Na et Cl. Le groupe 2 représente les points dont les concentrations de ces deux éléments sont relativement élevées (S3, S5 et S6) peut expliquée par des sources proche se la surface et affecté par l'action anthropique. À l'exception du point S4 ou les teneurs sont liées à une origine interne. L'alignement des échantillons du troisième groupe en direction de la variable du sodium, avec des teneurs importantes en Cl et Na, ne peut être expliqué par un apport anthropique. On peut donc émettre l'hypothèse d'une source en ions chlorures du sodium interne à l'aquifère. Les eaux légèrement chargées en chlorures et en sodium de cette nappe pourraient être engendré par la dissolution des sels contenus dans les couches marneuses intercalées dans les calcaires dolomitiques et des gypses ou anhydrites. (figure IV.57).

Une source de halite est donc présente au sein de l'aquifère au niveau de ce point. Ceci induit l'augmentation de ces deux éléments à l'étiage. Ceci est en concordance avec la géologie.

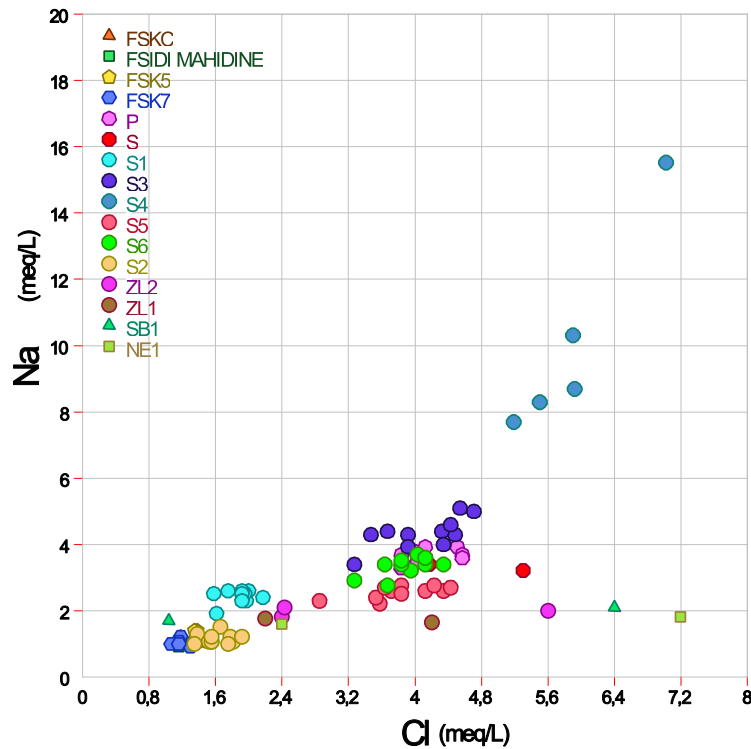


Figure IV.57 : relation chlorures - sodium

#### IV.5.2.2- Traceur des conditions géochimiques : les bicarbonates

##### IV.5.2.2.1- Le ratio $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$

L'altération de la roche dans la région peut être déterminée par le mélange de deux composants provenant de la dissolution des carbonates et des silicates et l'importance relative de ces sources peut être expliquée par les rapports ioniques. La figure IV.58 montre le graphique  $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}+\text{Mg}$  des différents types de sources. Les échantillons d'eau ont une moyenne indiquant les contributions de l'altération carbonatée.

Dans les points S1, S2 et les forages, le rapport molaire du  $(\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-)$  est proche de 1:1 (Figure IV.58), ce qui reflète la prédominance des processus de dissolution et de précipitation de carbonates et les dolomites et exclut un échange cationique important processus.

Le rapport molaire  $(\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+})/\text{HCO}_3^-$  est un peu plus faible, ce qui est attribué à l'existence d'autres processus géochimiques, comme la dissolution de la calcite, du gypse ou de l'anhydrite. En S5, S6 et S3, la dissolution de la calcite est prédominante. Il faut donc s'attendre à ce que l'essentiel de cette dissolution ait lieu quelques heures après l'infiltration des eaux de précipitation et principalement à proximité de la surface terrestre (ce qui

expliquerait le développement considérable des formes exokarstiques de ces sources et l'existence d'un zone épikarstique à peu étendu haut degré de perméabilité) et dans une moindre mesure, dans des zones plus profondes, au sein du réseau de conduits karstiques. En revanche, les eaux drainées en S4 sont caractérisées par un excès en calcite indiquant une dissolution des gypses

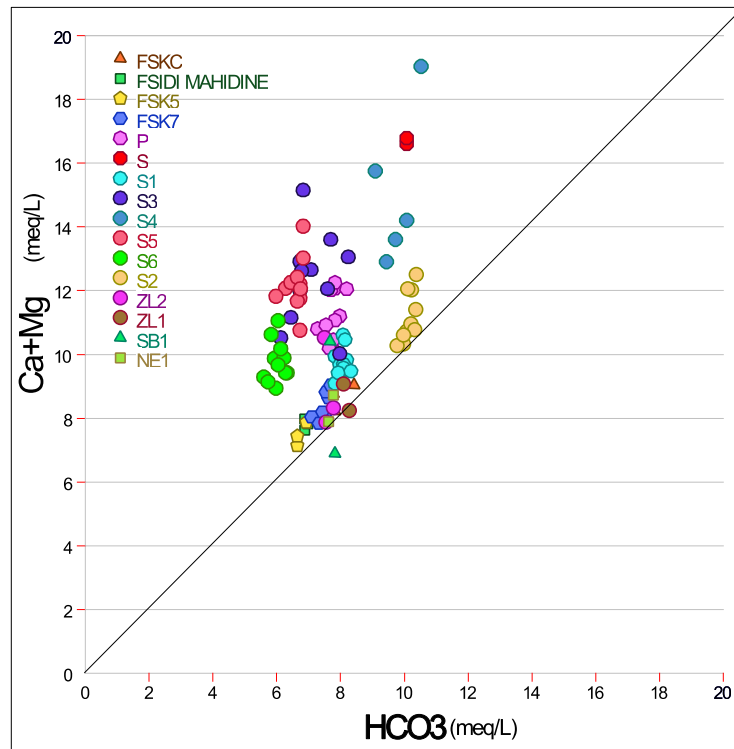


Figure IV.58 : relation  $\text{HCO}_3^-$  –  $\text{Ca}+\text{Mg}$

#### IV.5.2.2.2- Le ratio $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ :

Si la dissolution de la calcite, de la dolomie et du gypse sont les principaux processus géochimiques, les rapports  $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$  seraient proches de 1 (figure IV.59). Les échantillons dont la forte teneur en  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$  et en  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  et qui figurent proche ( $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} \approx 1$ ) et au dessous de la ligne 1 :1, représentent les eaux de la source S4. Cette particularité, dans notre contexte, indique que ces teneurs peut être du à la présence des passages des lentilles de gypses. Les échantillons tombent au-dessus et est plus proches de la ligne 1 : 1 de la figure 5j, suggérant que les cations majeurs ( $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}$ ) avaient d'autres sources dans les systèmes de carbonate en plus de la dissolution de la calcite, de la dolomite et du gypse. Ces échantillons dont les valeurs de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  sont supérieures à aux valeurs de  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$  représentent les eaux des sources S3, S5, S6 influencées par la pollution du sol (eaux de la zone non saturée). En revanche les eaux qui sont proches de la

ligne 1:1 représentent les eaux de la source S1 et les forages de Sidi Kada (FSKc, FSK5, FSK7, F.Sidi Mahieddine), SB1 (Sidi Boussaid), ZL1 et ZL2 (Zelameta) et NE1 (Nasmot), qui caractérisent les eaux relativement profondes. Quant aux eaux de la source S2 considérées comme eaux profondes et la moins influencées par la pollution.

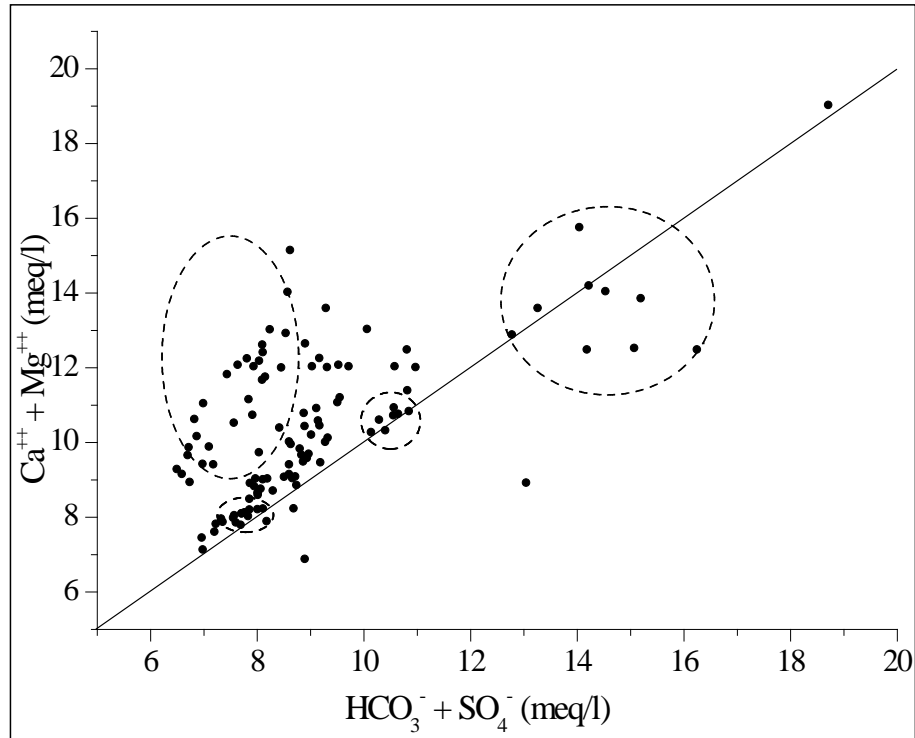


Figure IV.59: relation  $Ca^{2+} Mg^{2+}/HCO_3^- + SO_4^{2-}$ .

#### IV.6- Distribution de fréquence de conductivité

Bakalowicz (1977), a montré que la forme de la courbe de distribution de la minéralisation d'une source fournit une image du degré d'organisation des écoulements souterrains dans l'aquifère karstique. En plus, l'auteur a mis en place un catalogue de distributions de fréquence de la minéralisation de plusieurs aquifères karstiques français grâce auquel il a différencié des aquifères à distributions unimodales (Evian Cachat) et bimodales ou multimodales (Fontaine de Vaucluse). L'unimodalité est la conséquence de l'homogénéisation chimique réalisée dans les aquifères carbonatés poreux ou fissuré, dont la structure karstique est non fonctionnelle. La majorité des aquifères karstique à structures fonctionnelles se caractérise par l'apparition de plusieurs modes avec une grande dispersion de la minéralisation, conséquence de la non homogénéisation des caractéristiques chimiques dans l'aquifère (figure IV.60).

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

En fonction du temps, cette variation de la minéralisation est considérée comme une série aléatoire d'une variable régionalisée (Matheron, 1965). A titre explicatif, la distribution de fréquence d'une variable est une approche de la loi de probabilité définissant la fonction aléatoire soumise à des variations saisonnières.

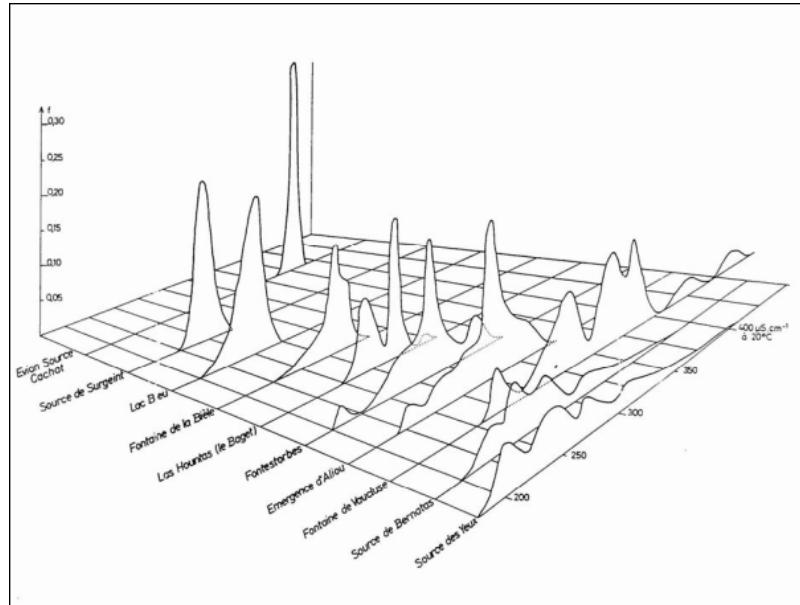


Figure IV.60 : Catalogue de référence de distribution de la conductivité  
(Bakalowicz,1994)

Cette approche a été appliquée à l'échelle mensuelle et à chaque événement pluvieux. L'ensemble de données des conductivités est enregistré pendant la période juin 2014-mars 2015. Les points d'échantillonnage présentent divers modèles de comportements hydrogéologiques, avec des réponses hydrochimiques différentes aux événements de recharge (figure. IV.61)

Ainsi, les valeurs CFD pour les données de la conductivité correspondant à la source S1 ont été divisées en trois pics ou modes différents (P1, P2 et P3) (figure. IV.61, représentant des types d'eau avec une minéralisation différente, qui ont contribué au débit de la source pendant la période de recherche. Le P1 (20%) représente la première précipitation après la période sèche (recharge). La période des hautes eaux est représentée en P2. Ces eaux sont drainées avec un temps de séjour de plus en plus long en raison soit d'une infiltration lente, soit d'un stockage dans la zone saturée. Les eaux de ce pic sont les composants du ruissellement des eaux souterraines libérés des petites et moyennes fissures karstiques. Le pic 3 (P3) avec une conductivité plus élevée devrait représenter le drainage des fissures et de la matrice (principalement la zone saturée) pendant la période d'épuisement. En revanche, à la source S4 (figure. IV.61), le pic P1 représente une dilution des eaux après période sèche (événement

pluviométrique de 49 mm en juin 2014). Celles-ci peuvent être représentées par une infiltration rapide d'eau de surface à faible conductivité à travers des fractures, qui s'écoule ensuite directement vers la source par des conduits (dilution de l'eau). Le plus grand pic (P2) correspond aux périodes où l'aquifère se remplit ou se vide lentement et reflète ainsi une conductance spécifique « de base ». Le P3 correspond à la période des bases des eaux sans paliers pluviométriques. Ces eaux sont drainées par les fissures (zone saturée) en période d'épuisement. Le pic P4 reflète l'augmentation progressive de la minéralisation de l'eau au printemps, provoquée par des changements correspondants dans les teneurs en  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$ , produits à la suite d'événements de recharge qui provoquent un effet piston (événement pluviométrique 54 mm en mars 2014). Cette augmentation est liée à l'apport des évaporites (gypse ou anhydrite). Pour le S5, les valeurs de CFD mesurées dans l'eau de la source (figure. IV.61) montrent une variabilité relativement élevée. Le P1 reflète l'augmentation progressive de la minéralisation des eaux de la source, après la période sèche (juin 2014 et septembre 2014), correspondants aux eaux des événements pluvieux causant des changements dans les teneurs en  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$ . Cela indique l'arrivée des eaux précédemment stockée dans la zone non saturée vers la source (pluie événement 49 mm et 53 mm respectivement). Ces incréments sont proportionnels à la quantité et à l'ampleur des précipitations enregistrées lors des événements de recharge, avec un temps de réponse relativement rapide. Le pic P2 contribue pour 67% à la distribution globale des fréquences et représente l'eau drainée en période de hautes eaux (présence de pluie), avec une faible variation de conductivité. Le pic P3 (26 %) représente le drainage des fissures et de la matrice (principalement zone saturée) pendant la période d'épuisement. Après l'événement pluvieux (54 mm en mars 2014), l'effet piston provoque des variations des composantes hydrochimiques, caractérisées par une augmentation du rapport  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , qui indiquent la participation de l'eau précédemment stockée en zone non saturée (P4) (Doctor et al., 2006 et Gastmans et al., 2010). Les P1, P2 et P4 (74 %) représentent l'eau drainée de la zone non saturée. Enfin, la CFD obtenue à partir des données de la conductivité électrique de la source S6 présente trois modes majeurs (figure. IV.61). Le pic P1 (40 % de la distribution totale) correspond à l'eau avec les valeurs des conductivités les plus basses (conditions des hautes eaux), s'écoulant rapidement du sol et de l'épikarst vers la source à travers des conduits karstiques. Ces types d'eaux sont liés à des événements pluvieux (54 mm en mars 2014 ; 49 mm en juin 2014 et 53 mm en septembre 2014). Le pic P2 représente la transition entre les conditions hydrodynamiques précédentes, au cours de laquelle les conduits karstiques de conductivités hydrauliques différentes sont encore actifs et ils interagissent avec la partie peu

## Chapitre IV: Fonctionnement Hydrochimique de l'Aquifère des Monts de Sidi Kada.

perméable ou matricielle de l'aquifère. Le dernier pic P3 (20 %) devrait représenter le drainage des fissures et de la matrice (principalement la zone saturée) pendant la période d'épuisement. Le pic P2-3 correspond aux périodes de vidange de l'aquifère. La courbe CFD obtenue à partir des données de la conductivité en S2 présente trois modes majeurs (figure. IV.61). Le pic P1 (45 % de la distribution totale) correspond à la dilution de ces eaux avec des basses valeurs de la conductivité (EC). Le deuxième pic représente l'augmentation de la conductivité après la phase de dilution des deux événements pluvieux estival et automnale. Le pic P3 caractérise, surtout les eaux de l'événement pluvieux du mois de mars avec une conductivité élevée suggérant des eaux stockées dans l'épikarst, s'écoulant rapidement vers la source à travers des conduits karstiques. La CFD obtenue à partir des données de conductivité du forage FSKc présente quatre modes majeurs (figure. IV.61). Le P1 (20%) reflète la dilution pendant la crue du mois de juin. Le pic P2 représente la contribution des hautes eaux (du septembre 2014 au février 2015). Les deux crues printanière (mars) et automnale (septembre) sont représentées par le troisième pic P3. Ces eaux sont caractérisées par une augmentation progressive de la conductivité de l'événement pluvieux du mois de mars, avec un effet de mémoire de près de 35 jours, et l'augmentation brutale de la crue du mois de septembre, indiquant l'arrivée des eaux stockées dans la zone non saturée. L'arrivée tardive des eaux récentes de la crue du mois de juin sont caractérisées par la forte valeur de la conductivité est représentée par le pic 4

Le fonctionnement hydrogéologique des sources S5 et S6 est fondamentalement influencé par la zone non saturée de l'aquifère (pics P1 et P2 pour S6 et P1, P2 et P4 pour S5), ce qui affecte plus leur fonctionnement que la zone saturée (P3) (surtout en conditions de recharge). Ces sources drainent un aquifère avec un degré modéré de développement du drainage karstique, ce qui signifie que les réponses hydrodynamiques et hydrochimiques présentent une certaine inertie vis-à-vis des événements de précipitations. En revanche, les valeurs de CFD mesurées dans l'eau de S1, S2 et S4 montrent une faible variabilité de la conductivité. Le fonctionnement hydrogéologique est fondamentalement influencé par la zone saturée de l'aquifère. Les deux zones (zone saturée et non saturée) présentent un degré relativement faible de karstification fonctionnelle. Les sources sont caractérisées par deux sous-régimes hydrodynamiques, dans lesquels les réseaux de fractures contrôlent l'écoulement de base et les réseaux de conduits contrôlent l'écoulement rapide, comme mentionné par Tamburini et Menichetti,2020.



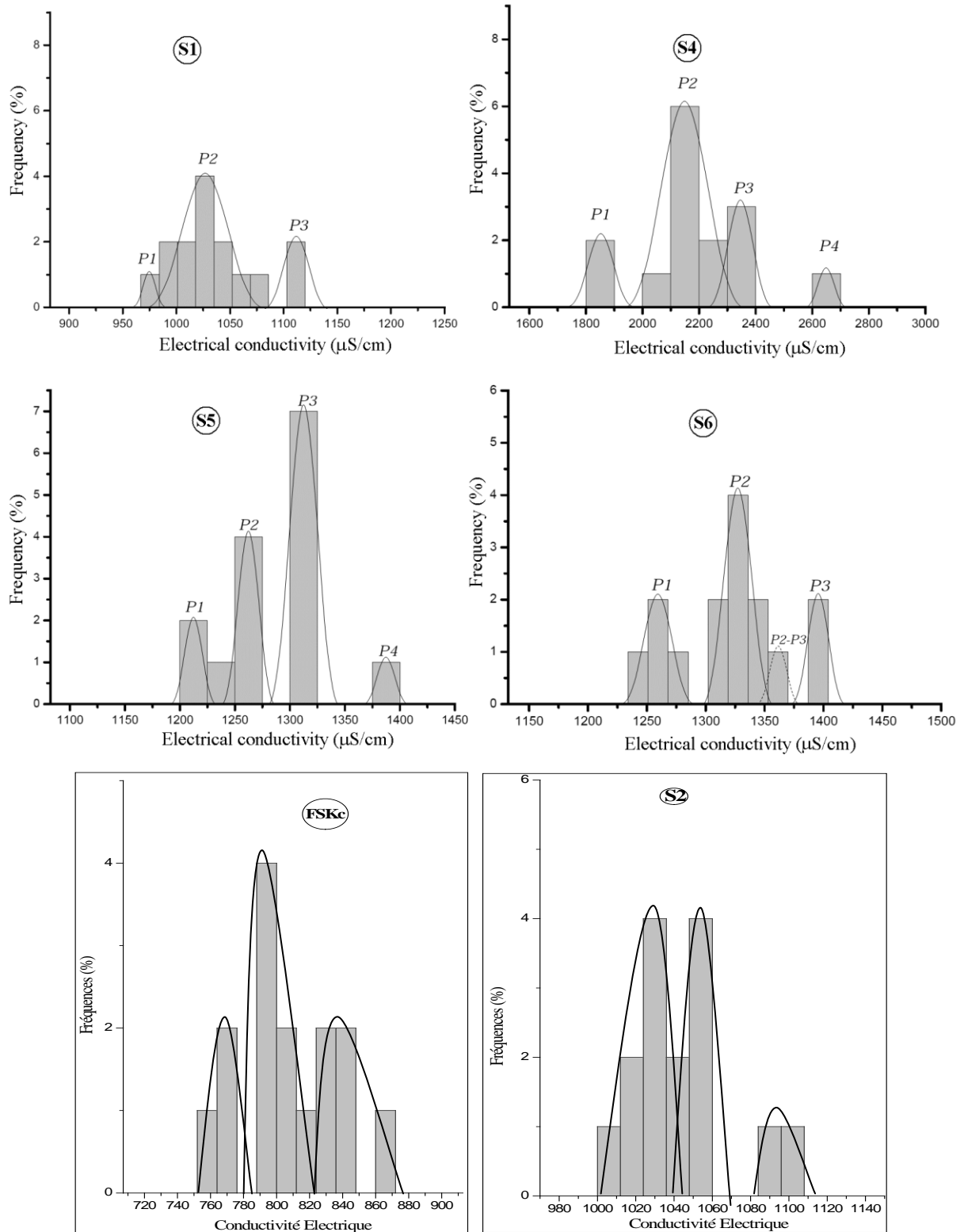


Figure IV.61 : Distribution de fréquence de conductivité dans le système karstique des monts de Sidi kada

## IV.7- Conditions d'écoulement en milieu karstique diphasique

### IV.7.1- Utilisation des relations ISc-ISd

La dissolution d'un minéral dans l'eau peut être décrite par un état d'équilibre : quand l'eau est en contact avec un minéral, la concentration de la solution augmente pour atteindre un maximum pour des conditions physico-chimiques données. On dit alors que la solution est saturée en ce minéral. L'état de saturation est exprimé par l'indice de saturation (CIDU et *al.*, 2009).

La pCO<sub>2</sub> équilibrante et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et la dolomite sont des éléments bien adaptés pour une approche du fonctionnement des aquifères karstiques puisqu'ils donnent de précieux renseignements sur l'origine des différents types d'eau rencontrés à l'exutoire et sur leur conditions d'écoulement.

Le diagramme ISD = f(ISC) (figure. IV.62-67) permet de mettre en évidence : i) l'alignement des points représentatifs des eaux en fonction de leur proportion en carbonates ; ii) le regroupement des échantillons en familles selon le temps de séjour des eaux ; iii) la perméabilité des aquifères ; et iv) la vitesse de circulation des eaux.

Les valeurs moyennes (Tableau IV.1) de pCO<sub>2</sub> équilibrantes varient, pour les écoulements suivis, 1,9 10<sup>-2</sup> pour **FSKc**, 1,9 10<sup>-2</sup> atm pour **S1**, 1,9 10<sup>-2</sup> atm pour **S3**, 2,3 10<sup>-2</sup> atm pour **FSK7**, 2,1 10<sup>-2</sup> atm pour **P**, 1,7 10<sup>-2</sup> pour **S5**, 1,5 10<sup>-2</sup> atm pour **FSK5**, 1,3 10<sup>-2</sup> atm pour **S6**, 3,3 10<sup>-2</sup> atm pour **S2** et 3,4 10<sup>-2</sup> atm pour **S4**. La pCO<sub>2</sub> équilibrantes des sources S2 et S4 montre des valeurs les plus élevées. Nous avons vu précédemment (cf. chapitre II) que ces deux écoulements représentent, de par leur chimie et leur variation hydrodynamique, des eaux relativement profondes s'écoulant au sein d'un milieu confiné de la zone saturé.

Pour sa part, les valeurs moyennes des indices de saturation vis-à-vis de la calcite (Tableau IV.1), la moyenne est de 0.410 pour FSKc, 0.123 pour FSK5, 0.207 pour FSK7, 0.226 pour P, 0.190 pour S, 0.231 pour S3, 0.158 pour S4, 0.318 pour S5, 0.382 pour S6 et 0.213 pour S2.

La répartition des points dans le diagramme permet de classer les eaux souterraines en trois catégories différentes en fonction de leur vitesse de circulation. Il s'agit des familles d'eaux à circulation très lentes, lentes et rapides.

Les eaux des sources S1 et S2 sont sursaturée vis-à-vis la calcite et la dolomite indiquant des eaux non agressive une circulation relativement lente, à l'exception des eaux de la crue printanière qui sont caractérisées par une sous saturation vis-à-vis de la calcite et sursaturée vis-à-vis de la dolomite (figure. IV.62 et 63). Ceci a pu y être noté que l'eau résultant de

mélanges entre deux eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite ou entre une eau sous-saturée et une eau sursaturée vis-à-vis de la calcite pouvait posséder un ISc négatif. L'écoulement est relativement rapide.

Pour l'écoulement en S4 (figure. IV.64), les eaux correspondants à la crue estivale (juin 2014) présentent une agressivité expliquée par une sous saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. Ce comportement des eaux traduisant une arrivée des eaux gazées avec un écoulement rapide. Les eaux de la deuxième famille sont caractérisée par une sous saturation vis-à-vis de la dolomite et une saturation vis-à-vis de la calcite. Ces eaux arrivent après l'événement pluvieux du mois de mars et de juin. L'augmentation progressive des indices des dolomites du fait de sa cinétique de dissolution lente. Cette famille représente aussi les eaux de la crue automnale caractérisant des eaux de la zone non saturée avec une vitesse d'écoulement relativement rapide et moins agressives.

Les écoulements en S5 et S6 représentent les mêmes caractéristiques vis-à-vis les indices de la calcite et de la dolomite et similaire au comportement en S4 pendant la crue du mois de juin (figure. IV.65 et IV.66). La saturation et sous saturation vis-à-vis de la calcite (en équilibre avec ce minéral) et la sous saturation des vis-à-vis la dolomite indique des eaux agressives de la zone saturée avec une vitesse rapide. La deuxième famille représente les eaux sursaturée vis-à-vis de la calcite et saturée vis-à-vis à la dolomite, c'est les eaux tardives de la crue du mois de mars, moins aggressive. Les eaux sursaturées vis-à-vis de la calcite et la dolomite représentent la période des hautes eaux (la recharge). D'où la participation de tout le réseau de drainage (fissures et conduits) du système qui provoque une circulation relativement lente au sein de l'aquifère.

Les eaux profondes (FSKc) de la zone saturée sont caractérisées par des indices positifs indiquant des eaux sursaturées le long de la période du suivi. C'est des eaux non agressives avec une vitesse relativement lente dans le système (figure IV.67).

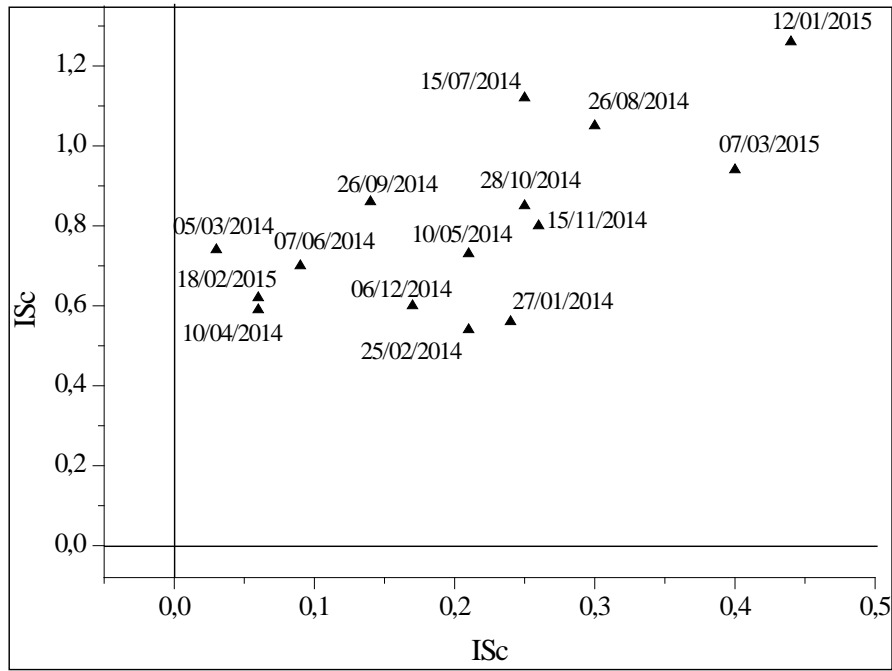


Figure IV.62 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S1.

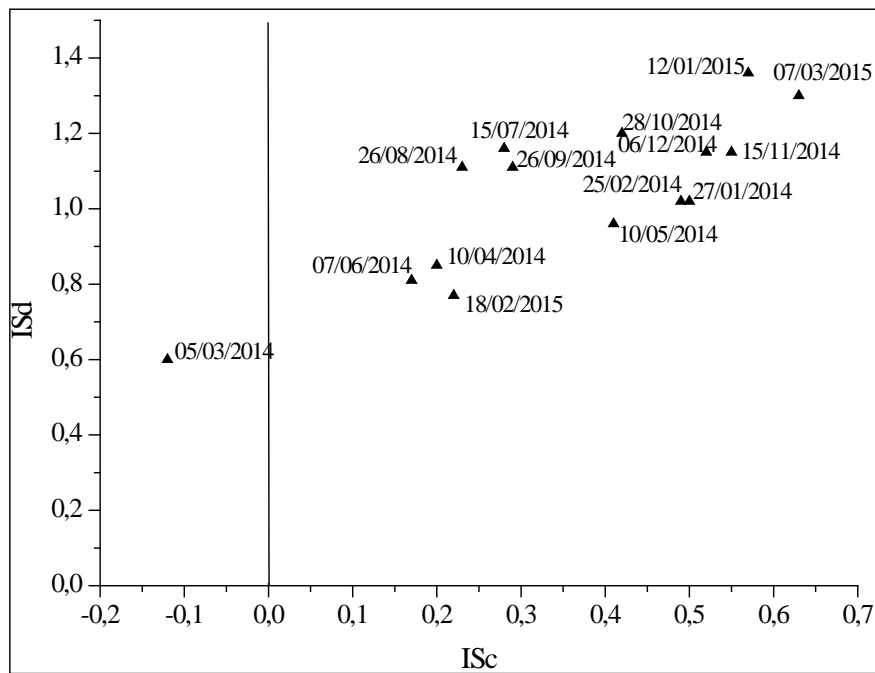


Figure IV.63 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S2

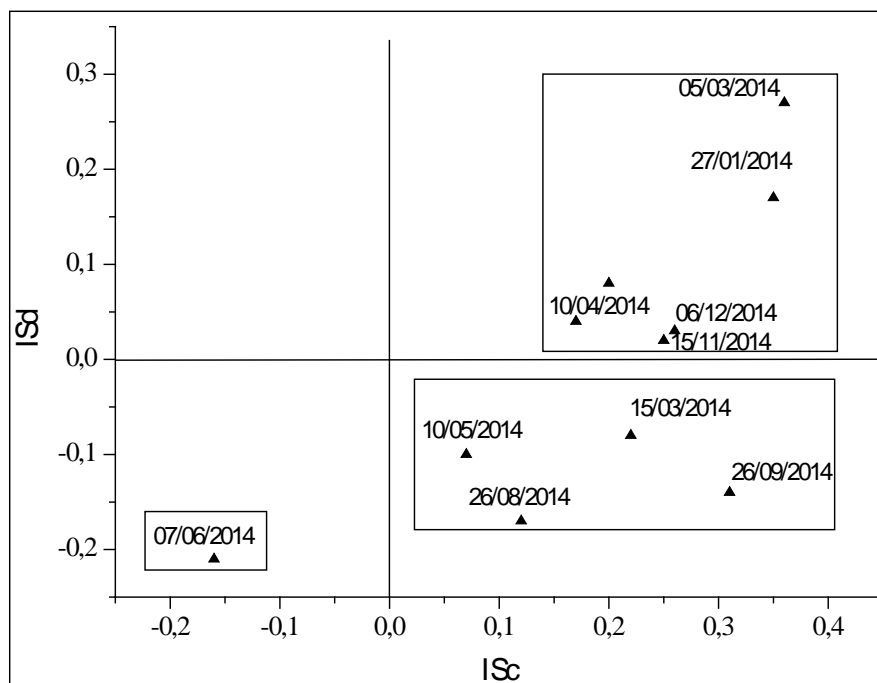


Figure IV.64 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S4

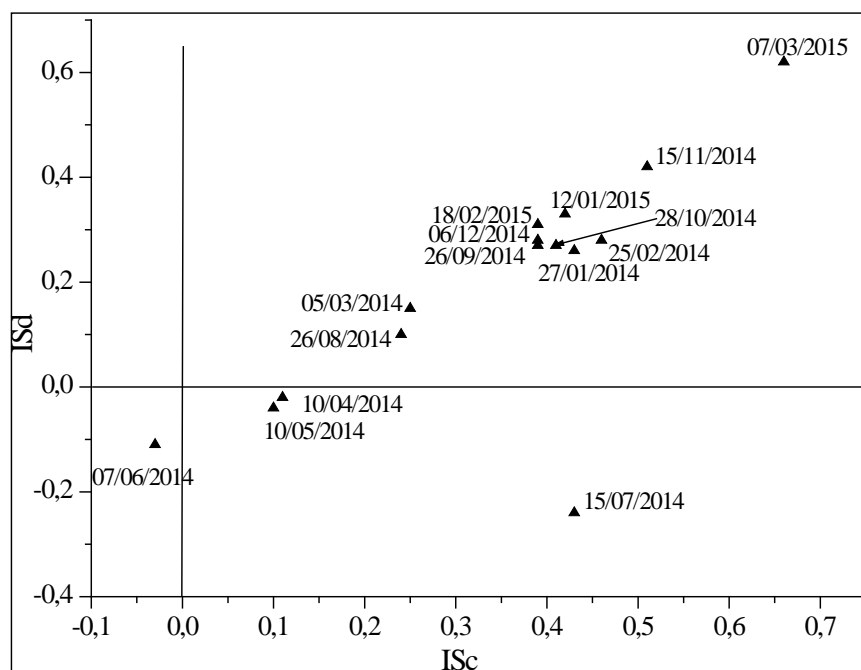


Figure IV.65 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S5.

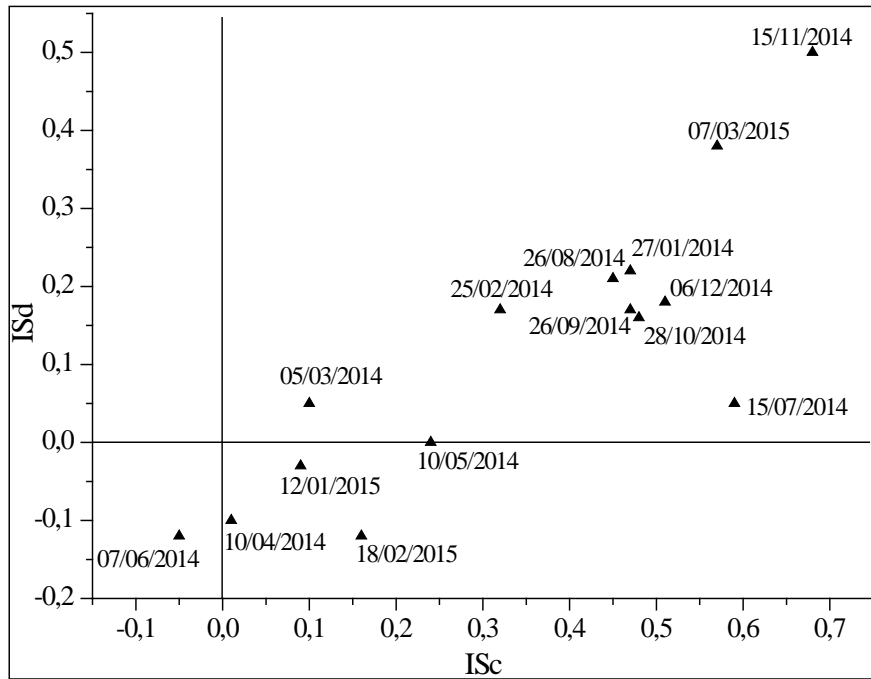


Figure IV.66 : Diagramme ISD/ISC des eaux de la source S6

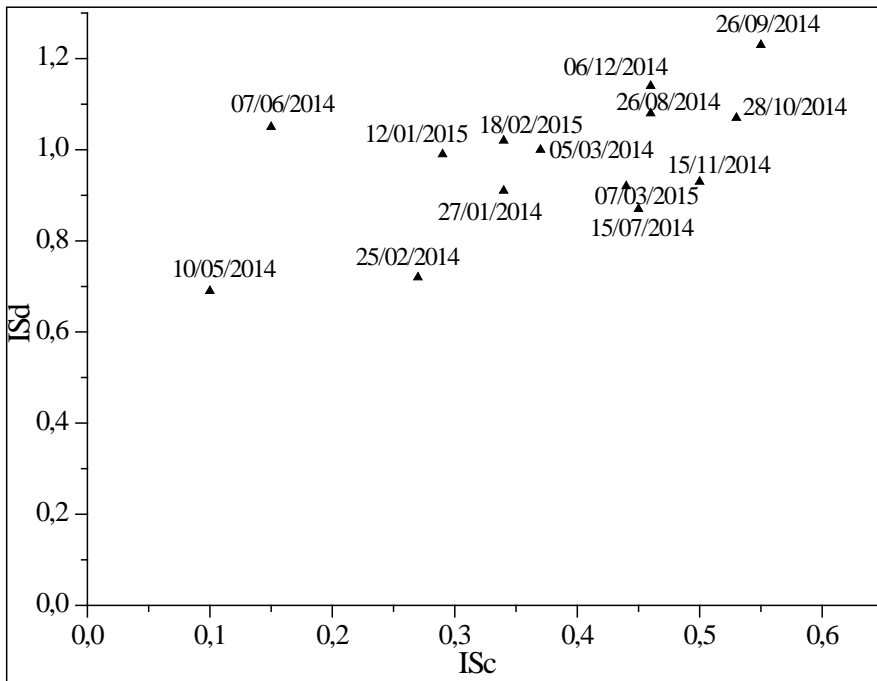


Figure IV.67 : Diagramme ISD/ISC des eaux du forage FSKc.

#### IV.7.2- Utilisation des relations ISc-PCO<sub>2</sub>-

La représentation des mesures dans ce repère permet une estimation des conditions d'écoulement de l'eau dans le massif.

L'utilisation de la relation indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IScalcite) et la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) donne une idée de l'état d'équilibre de la solution avec l'encaissant. En effet, l'étude de la pCO<sub>2</sub> et de l'indice de saturation est particulièrement adaptée à une première approche hydrodynamique des systèmes étudiés.

Les Figures IV.68 – IV.73 montrent clairement un fonctionnement similaire dans l'ensemble des points. En effet, nous n'obtenons ni une évolution des eaux le long d'une droite en fonction des saisons, ni même des regroupements saisonniers bien séparés. Seuls Les écoulements en période de crues, marqués par une forte pCO<sub>2</sub> avec des indices de saturation vis-à-vis de la calcite relativement faibles témoignant d'une arrivée d'eau à lent temps de séjour, se séparent de l'ensemble des points. La relation I.S.calcite – log (pCO<sub>2</sub>) pour l'écoulement en S1 (Figure IV.68) montre les trois périodes de crue pendant lesquelles cet écoulement a pu être prélevé, c'est-à-dire l'événement pluvieux du mois de mars 2014 (53 mm en deux jours) suite à un cumul de pluie de 200 mm, la crue estivale (juin 2014) faisant suite à une période d'étiage de près de 60 jours, et enfin une petite crue survenue à l'automne 2014 suite à un cumul de pluie de 90 mm. Sur la Figure IV.68, ces trois périodes se distinguent puisque nous avons les crues printanières marquées par des eaux à saturation vis-à-vis de la calcite (I.S.calcite compris entre 0.03 et 0.06) et à faible pCO<sub>2</sub> (dégazage) (log pCO<sub>2</sub> compris entre -1.74 et -1.75). Une dissolution lente que le gazage, ceci peut expliquer par la cinétique du transfert de masse entre les phases solide et liquide est plus lent qu'entre les phases liquide et gazeuse. Dans ce cas l'indice de saturation est proche de zéro. La crue de l'été caractérisées par un indice de saturation (I.S.calcite) de 0.09 et un log pCO<sub>2</sub> de -1.59 indiquant gazage accompagné par d'une augmentation en HCO<sub>3</sub>. Ceci indique l'arrivée des eaux récente et rapide de la zone non saturée. La décrue (mois de juillet 2014) est caractérisée par un dégazage provoquant une augmentation de l'indice de saturation et en HCO<sub>3</sub> ; ce qui explique que cette eau est drainée à travers un réseau libre lors de la vidange. Enfin, les crues de l'automne qui présentent des I.S.calcite compris entre 0.14 et 0.26 et de log pCO<sub>2</sub> entre -0.68 et -0.71. Nous observons lors des premiers jours de la crue (mois de septembre) un léger dégazage accompagné d'une diminution en ISc et des pCO<sub>2</sub> dans l'ensemble constantes, autour de 0.25. nous n'observons ni une dissolution des carbonate (les teneurs en bicarbonates constantes) ni des évolutions des indices de saturations. Ce caractère particulier de cet

écoulement mis en évidence un intermédiaire entre la fonction transmissive et capacitive de l'aquifère. Après la période de recharge hivernale (un cumul de pluie de 71 mm) nous observons un dégazage peut s'expliquer par le vidange du réseau de drainage de la zone non saturée après la période d'étiage de 20 jours. Cette recharge est caractérisée par une diminution de l'indice de saturation par rapport aux précédentes et accompagnée d'une diminution en  $\text{HCO}_3$  indiquant une arrivée une eau mixte à l'exutoire.

Les points des mesures de la source S2 sont compris dans une gamme relativement faible de variation de l'ISc, de 0.09 à +0.60 à l'exception la valeur enregistrée lors de la crue du printemps (figure IV.69). Pour toutes les mesures réalisées à la source S2 entre janvier 2014 et mars 2015 on compte une seule mesure négative, dont la valeur est inférieure au seuil de -0,1 et 14 mesures positives dont 11 supérieures au seuil de 0,1 soit 3 mesures considérées à saturation ( $-0,1 \leq \text{ISc} \leq 0,1$ ). Le  $\log \text{pCO}_2$  évolue dans une gamme restreinte de -1.38 à -1.82. En comparaison avec l'écoulement en S1, avec lequel il semblait présenter de fortes similitudes lors de l'étude hydrochimique, nous nous apercevons que le comportement du point de vue de dissolution et précipitation (gazage et dégazage) est similaire. En revanche les valeurs de la  $\text{pCO}_2$  sont supérieures en S2 qu'au S1. La crue printanière est caractérisée par une sous saturation ( $\text{ISc} = -0.39$ ) et une valeur relativement forte de  $\log \text{pCO}_2$  (-1.40). Ces valeurs sont accompagnées d'une légère diminution en  $\text{HCO}_3$ , ceci due à un cumul de pluie de 200 mm qui précède cet événement indiquant une arrivée des eaux stockée dans la zone non saturée. Un dégazage est concomitant avec une diminution en  $\text{HCO}_3$  observé en moi d'avril, s'expliquant par le transfert de masse entre les phases solide et liquide est plus lent qu'entre les phases liquide et gazeuse. Sachant que les plus fortes  $\text{pCO}_2$  observées dans cet événement se situent autour du 05 mai, nous pouvant estimer que ces eaux se sont infiltrées près de 75 jours auparavant. L'écoulement pendant la crue estivale (cumul de pluie de 49 mm dans 02 jours) est caractérisée par un léger dégazage ( $\log (\text{pCO}_2) = -1.44$  et  $\text{ISc} = 0.09$ ) les premiers jours. Le pic du  $\log (\text{pCO}_2)$  est observé après près de 60 jours explique la contribution à l'écoulement des eaux récentes du l'événement pluvieux. Ce gazage est concomitant à une augmentation des bicarbonates (dissolution). Quant à les crues d'automne, nous observons une augmentation de  $\log (\text{pCO}_2)$  avec augmentation du  $\text{HCO}_3$  lors du début des crues due au gazage. Cependant, Nous pouvons remarquer, pour cet écoulement, l'évolution des paramètres chimiques à la fin du mois d'octobre est différente, puisque la  $\text{pCO}_2$  diminue de façon concomitante avec une augmentation de l'indice de saturation et une dissolution des carbonates indiquant une arrivée d'eau mixte. Ce dégazage peut être du à un soulagement du réseau de drainage après une période d'étiage de 20 jours à partir du mi



octobre. Le dégazage continu en mois de novembre avec une augmentation de ISc et des  $\text{HCO}_3$  indiquant l'arrivée tardive de la période humide du mois d'octobre. Alors qu'au début du mois de décembre les eaux sont caractérisées par une augmentation de la  $\text{pCO}_2$  accompagnée d'une diminution de l'indice de saturation et une légère diminution en  $\text{HCO}_3$ . Cette évolution caractérise des eaux récentes de la zone non saturée.

Les eaux de la source S4 sont fortement minéralisées ( $\text{HCO}_3$  moyenne = 596 mg/l) et sont systématiquement sursaturées. La  $\text{pCO}_2$  oscille entre - 1.51 et - 1.45, elle représente les valeurs les plus élevées dans les points analysés dans le système karstique des monts de Sidi Kada (figure IV.70). La crue du mars et juin 2014 enregistrent la même  $\text{pCO}_2$ . La crue de mars 2014 s'inscrit au cœur d'une période de hautes eaux initiée le 01 mars 2014. L'étude d'évolution de la crue engendre un léger dégazage accompagné par une teneur élevée des bicarbonates et une augmentation en ISc le début de l'événement. Ceci indique un effet de chasse d'une ancienne stockée dans la zone non saturée, et il est en concordance avec l'évolution des éléments chimiques qui affiche une augmentation de la conductivité et des marqueurs traditionnels des longs temps de séjour (Lastennet, 1994 ; Lastennet et Mudry, 1997 ; Emblanch, 1997). Après 45 jours du début de la crue (mois d'avril) les eaux sont marquées par un gazage accompagné à une précipitation (diminution en teneurs de bicarbonates) et une diminution en ISc. Ce comportement indiquant l'arrivée des eaux de l'événement pluvieux. La précipitation continue avec un gazage quasiment en mois de mai. Un regazage mène à une précipitation et l'eau peut transiter vers un milieu dont la  $\text{pCO}_2$  est plus élevée. Ainsi que la précipitation est mieux rapide que le dégazage si celui-ci est suffisamment lent et progressif (Peyraube, 2011). Après une période sèche de 85 jours, on a enregistré un autre événement pluvieux le 1er et le 2 juillet (un cumul de 49 mm de pluie), celui-ci est caractérisée par un dégazage important et un sous saturation des eaux (ISc = - 0.16). Par conséquent c'est une arrivée d'eau stockée dans la zone saturée. Cet accompagnement, dégazage et sous saturation. Ceci peut s'expliquer par un gazage suffisamment lent et progressif qui accompagne une dissolution mieux aussi rapide que ce dernier. La crue de septembre 2014 fait suite à une longue période d'étiage, caractérisée par une arrivée des eaux sursaturée et une  $\text{pCO}_2$  est égale à celle du mois d'août ( $\approx 0.350$ ). Puis on remarque un dégazage progressif (la  $\text{pCO}_2$  diminue) tandis que les indices de saturation vis-à-vis la calcite augmente. Ceci peut s'expliquer par une arrivée des eaux anciennes stockées dans l'épikarst. En mois de décembre, une dissolution intervient sous une  $\text{pCO}_2$  constante. C'est des eaux récentes caractérisant l'événement pluvieux. Les caractéristiques des écoulements en S4 par une faible variation en  $\text{pCO}_2$  et une sursaturation, à l'exception de

la saturation à la sous saturation enregistrée lors de l'événement pluvieux estivale. Ainsi, qu'une forte minéralisation due à la présence des gypses et des évaporites. Les eaux s'écoulent dans un milieu peut être profond ou confinée. Cette hypothèse est en concordance avec la faible variation des teneurs en  $p\text{CO}_2$  (Ecart-type =  $10^{-3}$ ) et aux faibles teneurs en nitrates.

Durant la crue printanière (de mars au mai), la concentration en bicarbonate  $\text{HCO}_3$  sont stable (410 mg/l), sur le point d'eau S5. Les eaux sont toujours sursaturées ( $\text{ISc} = 0,12 ; 0,25$ ) avec de  $\log p\text{CO}_2$  varie de -1.82-à 1.70. Cet événement pluvieux est caractérisé un léger dégazage les premiers jours, après par un gazage progressif accompagné d'une diminution de l'indice de saturation (figure IV.71). Cette évolution indiquant une eau récente arrivée à partir de la zone non saturée mais tardive près de 35 jours, ce comportement continu jusqu' à la fin de l'été. Il semblait présenter de fortes similitudes à l'évolution de la conductivité lors de l'étude hydrochimique. Au début du mois de juin (01 et 02 juin) ; le système connu une autre recharge caractérisée par une pluie de 49 mm. En effet, l'écoulement de la zone non saturée sont soumis à un nouvel état d'équilibre entre la phase gazeuse et liquide qui induit un gazage, et qui par la même occasion est à l'origine de cette saturation vis-à-vis de la calcite. Cette crue contrairement à la précédente est caractérisée par un indice négatif (-0.03) indiquant une vitesse rapide de l'écoulement. Le pic du  $\log p\text{CO}_2$ , accompagné à une augmentation de l'indice de saturation et une diminution des bicarbonates, est observé après 37 jours de l'événement. Ce phénomène (augmentation de la  $p\text{CO}_2$  et  $\text{ISc}$  simultanément) peut s'expliquer par la cinétique du transfert de masse solide-liquide et liquide-gaz. Nous constatons en mois d'aout un dégazage conjointement à une augmentation de l'indice de saturation et en  $\text{HCO}_3$  qui atteint la valeur du mois du juin. Ceci peut être du à la vidange du réseau de drainage qui induit un échappement des gaz pour atteindre un équilibre avec la  $p\text{CO}_2$  de l'atmosphère. Donc on peut déduire que le système de la source est proche de la surface. Les eaux de la recharge de l'automne (septembre-décembre) par un  $\text{Log } p\text{CO}_2$  quasiment constant (-1.85 - -1.80) avec une sursaturation durant toute la période avec de indices de saturation relativement les plus élevée de la période du suivi. Un dégazage observé lors de l'arrivée des pluies du mois de septembre accompagnée d'une diminution en  $\text{HCO}_3$  (précipitation) et une augmentation en  $\text{ISc}$ . Ce comportement indiquant l'arrivée d'une eau stockée dans la zone non saturée pendant la période d'étiage de l'été. Le  $\log p\text{CO}_2$  continue à se diminuer avec une augmentation progressive en  $\text{HCO}_3$  et en  $\text{ISc}$  pendant la deuxième recharge du mois d'octobre. Cette évolution indique un dégazage qui peut se justifier par le temps pour laquelle met l'eau atteint un équilibre avec le milieu. Donc il y avait une la

différence entre la  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  des eaux et celles du milieu ( $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  de l'eau  $>$   $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  du milieu). Alors, elle émerge dans un milieu à faible  $p\text{CO}_2$ . Le dégazage est relativement rapide et aboutit à une eau fortement sursaturée. A la fin de l'automne nous observons un gazage et une  $p\text{CO}_2$  quasiment stable avec une dissolution indiquant l'arrivée d'une récente de la zone non saturée. Nous constatons aussi après ces résultats que le comportement de cette source est assez similaire à la source S6, malgré que les teneurs en  $p\text{CO}_2$  de S5 soient relativement élevées par rapport à celles du S6. La sursaturation durant automnale et hivernale indiquant que le système est ouvert.

La teneur en  $p\text{CO}_2$  augmente, pendant l'événement pluvieux du mois de mars en S6, conjointement à une diminution progressive de l'ISc, avant de diminuer à nouveau au mois d'avril (après près de 35 jours de l'événement pluvieux) et ce jusqu'à la fin de l'été 2014 (figure IV.72). La crue du mois juin est caractérisée par une  $p\text{CO}_2$  relativement élevée par rapport à la précédente et une saturation vis-à-vis la calcite. Cette eau qui subit successivement une étape de gazage (juin) et dissolution de carbonate. Ce gazage de l'eau est lent mais il est accompagné, dans le même temps, d'une dissolution de la roche carbonatée (augmentation de la teneur en  $\text{HCO}_3$ ), alors que la crue automnale est caractérisée par une  $p\text{CO}_2$  relativement élevée et un indice de saturation reste à une valeur quasi stable jusqu'à le mois d'octobre où les teneurs en  $p\text{CO}_2$  tendent de nouveau à diminuer conjointement à l'augmentation de l'indice de saturation (dégazage), suite à un cumul de pluie de 37 mm après un étiage de 25 jours. Une diminution tardive en bicarbonate ( $\text{HCO}_3$ ) peut expliquer par la cinétique du transfert de masse entre les phases solide et liquide est plus lente qu'entre les phases liquide et gazeuse.

Le comportement hydrodynamique du forage FSK (figure IV.73) à partir des équilibres calco-carboniques est similaire aux autres points suivis, mais la différence figure dans le temps résidence des eaux qui relativement élevée par rapport aux autres points, caractérisant l'arrivée des eaux, soit d'une zone non saturée développée ou à partir de la zone saturée, indiquant ainsi des eaux profondes. Pendant la crue de mars on assimile les faibles concentrations en  $\text{CO}_2$  dissous de ces eaux par des arrivées à l'exutoire d'eau infiltrée durant l'hiver expliquant les faibles concentrations en  $p\text{CO}_2$  en avançant l'hypothèse d'un phénomène de dégazage dans une zone encore plus pauvre de l'aquifère pour expliquer cette faible teneur en  $p\text{CO}_2$ . L'arrivée des eaux de la crue chargée en  $\text{CO}_2$  est observée en mai, estimant le temps de séjour à 67 jours. Similaire à cette crue, la crue de juin est caractérisée une concentration plus faible en  $\text{CO}_2$  peut se traduire par un dégazage dans une zone plus pauvre et plus étendue de l'aquifère après une période d'étiage qui a succédé cet événement (mois d'avril et mai). Le

temps de transit de l'eau pour le système FSK est évalué à environ 45 jours. Cette eau est fortement chargée en  $\text{CO}_2$  dissous, impliquant ainsi des eaux infiltrées en été, période à laquelle la  $\text{pCO}_2$  est maximale référence (Gary 2007). La différence entre le temps de séjour est du aux conditions d'écoulement, où pendant la période du printemps le réseau du système est chargé ce qui freine les écoulements (vitesse relativement lente) à contrario, la crue de l'été caractérisant un écoulement à une vitesse relativement rapide à travers les conduit dans un réseau de drainage libre, et ceci et en concordance avec le dégazage plus important à l'été. En ce qui concerne la période de l'automne, les écoulements sont caractérisés par une fluctuation des pluies, impliquant des variations en  $\text{CO}_2$  dissout et en ISc. Tandis que, la première pluie du mois de septembre résulte une diminution en  $\text{pCO}_2$  (dégazage) avec une légère augmentation en. La continuité de recharge pendant le mois d'octobre (une pluie 36 mm) engendre une eau plus dégazée ( $\text{pCO}_2$  plus faible) avec un indice de saturation constant ISc indiquant arrivée d'une eau de la période de l'été de la zone saturée. le temps de résidence au sein de l'encaissement est estimé à 63 jours. ce temps est proche du temps estimé pendant la crue du mois de mars explique le même comportement de l'aquifère au moment de la recharge (hautes eaux). Une alternance entre une période sèche et humide durant cette saison, engendre une autre fois un dégazage en mois de décembre qui est suivi d'une période de 20 jours d'étiage.

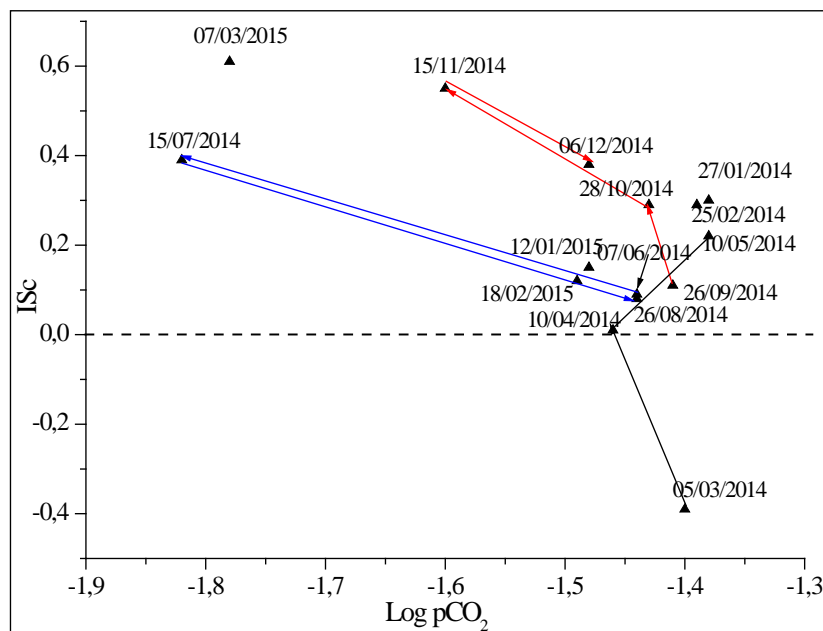


Figure IV.68 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de  $\text{CO}_2$  équilibrante ( $\text{Log pCO}_2$ ) pour la source S1.

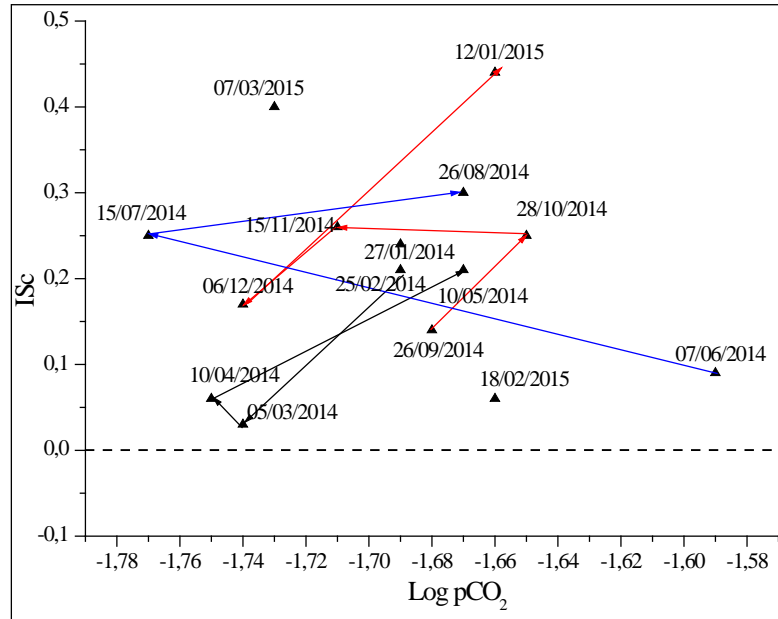


Figure IV.69 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de CO<sub>2</sub> équilibrante (Log pCO<sub>2</sub>) pour la source S2.

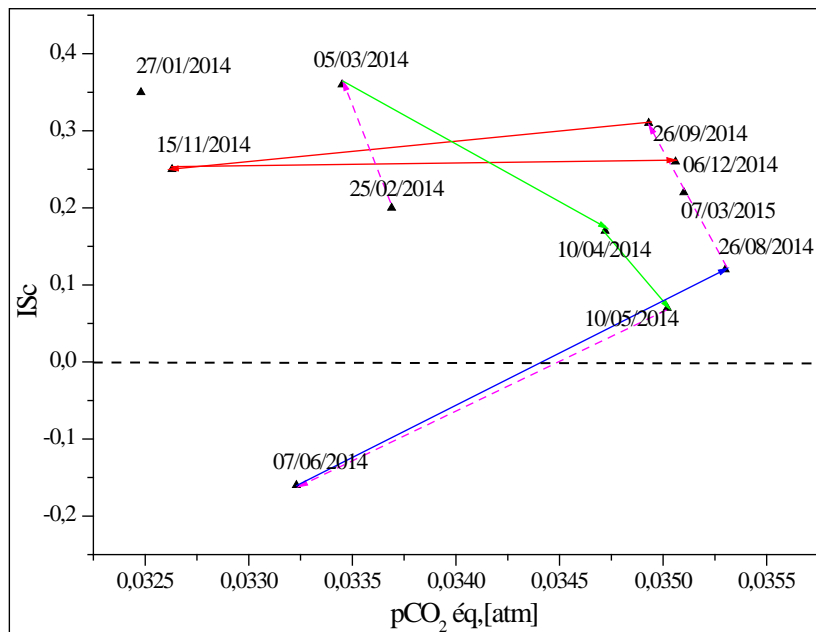


Figure IV.70 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de CO<sub>2</sub> équilibrante (Log pCO<sub>2</sub>) pour la source S4.



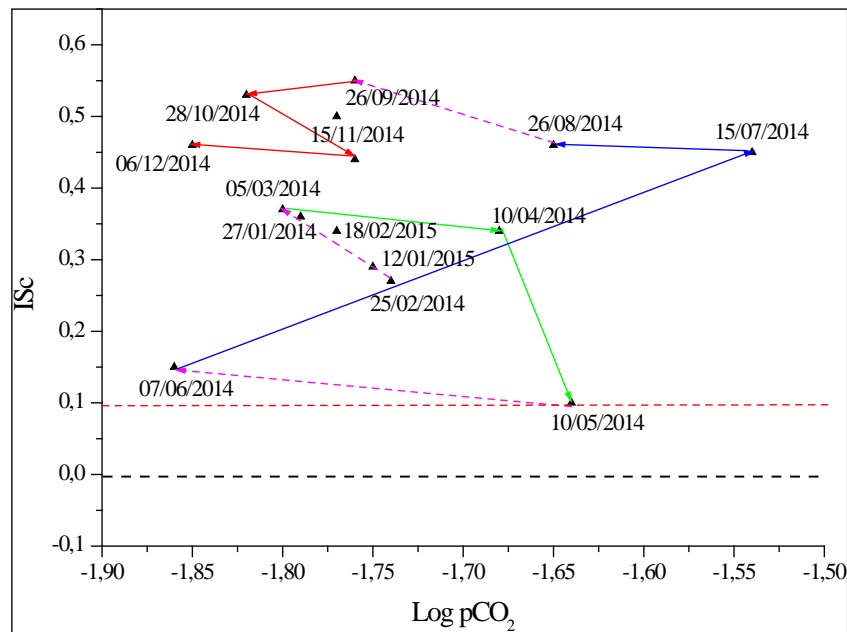


Figure IV.73 : Relation Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (I.S. Calcite) et pression partielle de CO<sub>2</sub> équilibrante (Log pCO<sub>2</sub>) pour le forage FSKc.

### III.7- Conclusion :

L'interprétation des données hydrochimique a révélé des caractéristiques propres des systèmes karstiques des monts de Sidi Kada. Les eaux de l'aquifère ont différentes gammes de minéralisation à savoir la zone drainée. Les eaux de l'aquifère ont un faciès bicarbonaté-magnésien et calcique. A l'exception la source S4 est chlorurées et sulfatées-calciques et magnésiens, ceci du à la présence des gypses et des évaporites. Les sources drainant la zone saturée sont caractérisées par une minéralisation relativement faible proche à celle des forages.. La pollution anthropique est présente sur le ces sources drainant la zone saturée et elle est mise en évidence par les concentrations plus moins élevées en chlorures en SO<sub>4</sub> et en NO<sub>3</sub> qui sont d'origine agricole. Par contre, l'aquifère les sources qui drainent la zone non saturée présentent un degré de pollution important, dû à l'agriculture et aux déchets humains et animal, avec des concentrations en nitrates dépassant 100 mg/l. l'arrivée tardive des eaux suite aux événements pluvieux indiquant la fonction type hystérésis dans le système. En effet, en période de crue, en début de montée de crue, nous avons une chasse d'eau plus ancienne marquée par une augmentation des concentrations à la fois en bicarbonates, magnésium et de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite associée à une baisse de la pCO<sub>2</sub> caractérisant des eaux de la Zone Noyée. Afin d'expliquer les valeurs de pCO<sub>2</sub> plus élevées dans la Zone Noyée que dans la zone d'infiltration, il faut considérer la minéralisation du COD entraînant un dégazage de CO<sub>2</sub> dissous (Emblanch *et al.*, 1999).







## CONCLUSION GENERALE

### Conclusion générale :

L'analyse intégrée des données hydrogéochimiques (distribution des fréquences EC, séries temporelles des paramètres hydrochimiques) a permis de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de la nappe karstique des monts de Sidi Kada dans des conditions hydroclimatiques variables. Les faciès hydrochimiques magnésium-bicarbonate indiquent généralement que la dolomie est l'espèce minérale prédominante dans l'aquifère. Les distributions de fréquences de la conductivité électrique, en différents pics, peuvent être utiles pour l'identification des différentes sources d'eau et l'influence des conditions hydrologiques (recharge, décrue et épuisement) et climatiques sur leur contribution au débit des sources. Le fonctionnement hydrogéologique des eaux peu profondes est fondamentalement influencé par la zone non saturée de l'aquifère ; qui affectent plus leur fonctionnement que la zone saturée (notamment en conditions de recharge). Ces sources drainent un aquifère avec un degré de développement modéré du drainage karstique, ce qui signifie que les réponses hydrodynamiques et hydrochimiques présentent une certaine inertie vis-à-vis des événements de précipitation. En revanche, les valeurs CFD mesurées en eau profonde montrent une faible variabilité de la conductivité. Le fonctionnement hydrogéologique de ces eaux est fondamentalement influencé par la zone saturée de l'aquifère. Les deux zones (zone saturée et zone non saturée) présentent un degré de karstification fonctionnelle relativement faible. D'après les résultats obtenus, l'eau drainée caractérise la contribution des éléments capacitifs (petits conduits karstiques, fractures et joints) à l'écoulement des eaux souterraines, principalement dans la zone saturée de l'aquifère en eau profonde. Ces résultats nous a permis de classer les eaux dans notre système en quatre groupes à savoir les eaux des sources profondes (S1 et S2) qui drainent la zone saturée, les eaux peu profondes affectées par les actions anthropiques, des eaux qui ont un faciès gypseux et évaporitiques (S4) et des eaux profondes proprement dites celles des forages. L'utilisation des moyennes thermiques au cours de cette étude nous donne un premier aperçu de l'état d'équilibre des systèmes et permet de déterminer la relation entre la température du sol et celle des eaux souterraines du système karstique (une faible corrélation). L'évolution des paramètres physico-chimiques analysés en réponse aux événements pluvieux (période des hautes eaux) est caractérisée par des diminutions marquées de l'EC de la plupart des paramètres ( $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $Cl^-$ ), et une augmentation du  $Ca^{2+}$ . Les eaux drainées sont sous-saturées, soit en équilibre par rapport à la calcite, et présente des valeurs de  $pCO_2$  relativement élevées indiquant une participation de la zone non saturée ; tandis que les eaux présentant des indices de sursaturation indiquent la

## CONCLUSION GENERALE

participation des eaux dans la zone saturée. Des concentrations variables de  $Mg^{2+}$  dans les eaux de source dénotent différentes voies d'écoulement des eaux souterraines, avec des longueurs et des temps de séjour différents dans l'aquifère, mais aussi une proportion importante de lithologies de dolomie. Une bonne corrélation entre les sulfates, les chlorures et les nitrates s'explique par l'impact anthropique. En revanche, les fortes concentrations de sulfates et de chlorures dans les eaux souterraines peuvent refléter l'influence de l'évaporation du socle dans les compartiments aquifères, dans le groupe 3 (tableau 1). Les teneurs en  $NO_3^-$  sont élevées lors des crues puis diminuent progressivement. Cependant, pendant la période d'étiage, l'eau drainée est plus minéralisée. Les zones karstiques peu profondes accélèrent le transport de la recharge, de sorte que les systèmes peu profonds réagissent très rapidement aux événements pluvieux, affichant toujours des augmentations rapides de la CE. Le rapport  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  indique la prédominance des dolomies dans le site d'étude. Les valeurs élevées de  $pCO_2$ , le pH avoisinant 7 et la concentration en ions  $CO_3^{2-}$  est nulle indiquent que l'eau est drainée dans un système ouvert. Les indices de saturation de la calcite et de la dolomie montrent que 87 % de l'eau de la région est sursaturée. Ces eaux sont moins agressives avec une vitesse d'écoulement relativement faible à travers un réseau de fissures relativement petites. Selon l'hydrogéologie de la région, le système karstique est unaire. Le fonctionnement hydrologique est typiquement celui d'un petit système d'écoulement de conduits karstiques, avec des réponses relativement faibles aux événements de précipitation. En perspective, nous suggérons qu'un suivi périodique soit effectué avec une fréquence d'échantillonnage adéquate afin d'étudier et de caractériser les processus dans lesquels l'aquifère est soumis à diverses conditions hydrodynamiques, car une meilleure caractérisation hydrogéologique est cruciale pour la protection et la gestion optimale de ces ressources en eau rares.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

-A-

Adinolfi Falcone R., Falgiani A., Parisse B., Petitta M., Spizzico M., Tallini M. (2008) Chemical and isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ ) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory - central Italy). *Journal of Hydrology* 357(3-4), 368-388.

Affek, H., Ronen, D., Yakir, D. (1998). Production of  $\text{CO}_2$  in the capillary fringe of deep phreatic aquifer. *Water Resources Research*, 34(5), 989-996.

Alexia P., Moussa I., Payre V., Probst A., Probst J.-L. (2015) Flood survey of nitrate behaviour using nitrogen isotope tracing in the critical zone of a French agricultural catchment. *Comptes rendus Geoscience* 347 (7-8): 328-337.

Aquilina L., Ladouche B., Dörfli N. (2005) – Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and springwaters, *Applied Geochemistry*, 20(12):2189-2206, 18 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2005.07.011

Atteia, O. (1992). Rôle du sol dans le transfert des éléments traces en solution-application à l'étude de quelques écosystèmes d'altitude. Ph. D. thesis, EPFL - Lausanne(Suisse).

Ayadi Y., Mokadem N., Besser H., Khelfi F., Harabi S., Hamad A., Boyce A., Laouar R., Hamed Y. (2018) Hydrochemistry and stable isotope ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ ) tools applied to the study of karst aquifers in southern Mediterranean basin (Teboursouk area, NW Tunisia). *Journal of African Earth Sciences* 137, 208-217.

Azzaz,2008. caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques des monts de tlemcen par les méthodes hydrochimiques et isotopiques application à la vulnérabilité. Thèse de doctorat : département d'Hydraulique- Faculté d'Architecture et de Génie Civil université Moamed Boudiaf – Oran -. Spécialité : Hydrogéologie.

-B-

Baioni D., Tramontana M. (2015) – Evaporite karst in three interior layered deposits in Iano Chaos, Mars. *Geomorphology* 245, 15-22.

Bakalowicz M., (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, p. 269.

Bakalowicz M. (1982) La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. *Karst Larra* 82, 159-174.

Bakalowicz M. (1994) Water geochemistry: Water quality and dynamics. Groundwater ecology. J. Gilbert, D.L. Danielopol, and J.A. New York, Academic Press, INC, 571 p.

Bakalowicz M., (1995) La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie* 4, 3-21.

Barbieri M., Boschetti T., Petitta M., Tallini M. (2005) Stable isotope ( $2\text{H}$ ,  $18\text{O}$  and  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry* 20(11), 2063-2081.

Batiot C. (2002) Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral dans la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, France. 247 p.

Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B. (2003). Total Organic Carbon (TOC) and magnesium ( $\text{Mg}^{2+}$ ): two complementary tracers of residence time in karstic systems. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2), 205-214.

Batiot C., Linan C., Andreo B., Emblanch C., Carrasco F., Blavoux B. (2003b) Use of TOC as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karst system : The Nerja Cave (Adalouisia, southern Spain). *Geophysical Research Letters* 30, 2179.

Batiot-Guilhe1, Jean-Luc Seidel1, Hervé Jourde1, Olivier Hébrard1, Vincent Bailly-Comte1, 2007 ; Seasonal variations of CO<sub>2</sub> and Rn in a mediterranean sinkhole – spring (Causse d'Aumelas, SE France) Paper presented during the International Conference AquainMed'06, Malaga (Spain) 24-28 April 2006.

Benrabah S, Attoui B, Hannouche M. (2016) Characterization of groundwater quality destined for drinking water supply of Khenchela City (eastern Algeria). *J Water Land Dev* 2016;30:13–20.

Bicalho C., Batiot-Guilhe C., Seidel J.L., Van Exter S., Jourde H. (2012) Geochemical evidence of water characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 450-451, 206-218.

Blavoux B; Burger aA; Chauve P; Mudry J(1979) Utilisation des isotopes du milieu pour la prospection hydrogéologique d'une région karstique: application a la chaine du jura .réunion annuelle des sciences de la terre. 7/1979/Lyon; France; Paris: societe geol. France; da. 1979; pp. 59

Bouchaou L., Mangin A., Chauve P. (2002) Turbidity mechanism of water from a karstic spring : example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Marrocco). *Journal of Hydrology* 265, 34-42

Briand C., Sebilo M., Louvat P., Chesnot T., Vaury V., Schneider M., Plagnes V. (2017) Legacy of contaminant N sources to the NO<sub>3</sub><sup>-</sup> signature in rivers: a combined isotopic ( $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ ,  $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ) and microbiological investigation. *Scientific Reports* 7, 41703.

Briand C. (2014) Approche multi-traceurs pour la détermination de l'origine des nitrates dans les eaux souterraines : exemple d'une source karstique dans les Landes. Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie Paris VI. 298 p.

Brkic Z., Kuhta M., Hunjak. (2018) Groundwater flow mechanism in the well-developed karst aquifer system in the western Croatia: Insights from spring discharge and water isotopes. *Catena* 161, 14-26.

Bu H., Song W., Zhang Y., Meng W. (2017) Sources and fate of nitrate in the Haicheng River basin in Northeast China using stable isotope of nitrate. *Ecological Engineering* 98: 105-113.

Burger A. (1983) Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonates du Jura. Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux, Zurich, 533-583.

Burger, A. et al. (1985) Burger, A. et al. (1985): Thermique des nappes souterraines. Presses polytechniques romandes, Lausanne, 255 p.

-C-

Calmels, D., J. Gaillardet, and L. François (2014). Sensitivity of carbonate weathering to soil CO<sub>2</sub> production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* 390,

Celle-Jeanton, H., C. Emblanch, J. Mudry, and A. Charmoille (2003). Contribution of time tracers (Mg<sup>2+</sup>, TOC,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) to understand the role of the unsaturated zone : A case study—karst aquifers in the doubs valley, eastern france. *Geophysical research letters* 30 (6).

Cey E.E., Rudolph D.L., Parkin G.W., Aravena R. (1998) Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology* 210(1-4): 21-37.

Chalikakis K, Plagnes V, Guerin R, Valois R, Bosch FP. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: An overview. *Hydrogeol J* 2011;19:1169–1180.

Charlier J.-B., Bertrand C., Mudry J. (2012) – Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system, *Journal of Hydrology*, 460-461, 52-64, 13 pages; doi 10.1016/j.hydrol.2012.06.043

Charmoille A. (2005) – Traçage hydrochimiques des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés, Thèse, Université de Franche-Comté, 320 pages.

Chitresh S, Pankaj K, Rajarshi D, Ram A, Prashant B, Sustainability assessment of the groundwater quality in the Western India to achieve urban water security. *Appl Water Sci* 2019;9:73.

Cholet C.( 2017).. Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura : Thèse de Doctorat Spécialité Sciences de la Vie et de l'Environnement. Université de Bourgogne Franche-Comté - École Doctorale Environnement-Santé

Cidu Rosa RiccardoBiddau LucaFanfani. (2008). Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy) Journal of Geochemical Exploration. Volume 100, Issues 2–3, February–March 2009, Pages 125-132/doi.org/10.1016/j.gexplo.2008.02.003

Clark, I. D., Fritz, P. (1997). Environmental Isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, 328 p.

Contractor, D. N., Jenson, J. W. (2000). Simulated effect of vadose infiltration on water levels in the Northern Guam Lens Aquifer. Journal of Hydrology, 229(3-4), 232-254.

Corbel Jean.( 1957) Karsts hauts-alpins. In: Revue de géographie de Lyon, vol. 32, n°2, 1957. pp. 135-158; doi : <https://doi.org/10.3406/geoca.1957.2153>

-D - E-

Danquigny, C., Emblanch, C., Blondel, T., Garry, B., Roche, A., Sudre, C. (2010). Influence of Great Flood on the Functioning of Karst Aquifer: Example of the Fontaine de Vaucluse Karst System (SE France), 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 115-121.

Davis W. M, 1930 Origin of Limestone Caverns. GSA Bulletin (1930) 41 (3): 475–628. <https://doi.org/10.1130/GSAB-41-475>.

De la Torre B, Mudarra M, Andreo B. (2020). Investigating karst aquifers in tectonically complex alpine areas coupling geological and hydrogeological methods. Hydrogeol J X 2020;6:100047.

Dematteis, A. (1995). Typologie géochimique des eaux des aquifères carbonatés des chaînes alpines d'Europecentrale et méridionale. Ph. D. thesis, EPFL – Lausanne (Suisse).

Doctor DH, Alexander Jr, EC, Petric M, Kogovsek J, Urbanc J, Lojen S. Quantification of karst aquifer discharge components through endmember mixing analysis using natural chemistry and isotopes as tracers. Hydrogeol J 2006;14:1171–1191

Dreybrodt, W., 1998. Limestone dissolution rates in karst environments. Bulletin d'Hydrogéologie, 16:



167-183.

Drogue (1969), Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens, Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, 1969.

Edmunds W.M., Smedley P.L. (2000) Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry* 15(6), 737-752.

Einsiedl F., Mayer B. (2006) Hydrodynamic and microbial processes controlling nitrate in a fissured-porous karst aquifer of the Franconian Alb, Southern Germany. *Environmental Science and Technology* 40, 6697-6702.

El Gaouzi F.J., Sebilou M., Ribstein P., Plagnes V., Boeckx P., Xue D., Derenne S., Zakeossian M. (2013) Using  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values to identify sources of nitrate in karstic springs in the Paris basin (France). *Applied Geochemistry* 35, 230-243.

El Hakim, 2005 les aquifères karstiques de l'anti-liban et du nord de la plaine de la Bekaa : caractéristiques, fonctionnement, évolution et modélisation, d'après l'exemple du système karstique Anjar Chamsine (Liban). Thèse de doctorat de l'université de Montpellier II et de l'université Saint Joseph. Discipline : sciences de l'eau. Formation doctorale : sciences de l'eau dans l'environnement continental. École doctorale : terre, eau, espace.

Emblanch C. (1997) – Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région Méditerranéenne de montagne, Thèse doctorale, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 198 pages

Emblanch C., Blavoux B., Puig J.-M., Mudry J. (1998) Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. *Geophysical Research Letters* 25, 1459-1462.

Emblanch, C., Garry, B., Blondel, T., Marc, V., Andreo, B. (2006). Karst aquifers : a high diversity but also a same identity. Paper presented at the Congreso internacional sobre el agua subterránea en los países mediterráneos, Málaga, Espagne.

Estafanía Lazo-Herenda S., Hunt B.B., Smith B.A., Gary R.H. (2011) A survey of dissolved oxygen in groundwater during drought conditions, Barton Springs segment of the Edwards aquifer, Central Texas. World Lakes Conference, Austin, Texas.

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

Fairchild I.J., Borsato A., Tooth A.F., Frisia S., Hawkesworth C.J., Huang Y., McDermott F., Spiro B. (2000) Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology* 166(3-4), 255-269.

Filippini M., Squarzone G., De Waele J., Fiorucci A., Vigna B., Grillo B., Riva A., Rossetti S., Zini L., Casagrande G., Stumpp C., Gargini A. (2018) Differentiated spring behavior under changing hydrological conditions in an alpine karst aquifer. *Journal of Hydrology* 556, 572-584.

Ford D, Williams PD, *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester, UK : John Wiley & Sons, 2007.

Galfi H., Österlund H., Marsalek J., Vuklander M. (2016) Indicator bacteria and associated water quality constituents in stormwater and snowmelt from four urban catchments. *Journal of hydrology* 539, 125-140.

Garry B., (2007) Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Thèse de doctorat spécialité : Hydrogéologie Ecole doctorale 380 « Sciences et Agronomie » Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Gastmans, D.; Chang, H.K.; Hutcheon, I. (2010) Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Appl. Geochem.* 2010, 25, 16–33.

Goeppert N, Goldscheider N, Scholz H. Karst geomorphology of carbonatic conglomerates in the Folded Molasse zone of the Northern Alps (Austria/ Germany). *Geomorphology* 2011;130:289–298.

Gèze B. (1973) – Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie, *Annales de spéléologie*, Volume 28 n°1, pp 1-20, 20 pages.

Ghabayen S.M.S., McKee M., Kemblowski M. (2006) Ionic and isotopic ratios for identification of salinity sources and missing data in the Gaza aquifer. *Journal of Hydrology* 318(1-4), 360-373.

Gil-Márquez J.P., Barberá J.A., Andreo B., Mudarra M. (2017) Geochemical evolution of groundwater in an evaporate karst system : Brujuelo Area (Jaén, Spain). *Procedia Earth and Planetary Science* 17, 336-339.

Gil-Màrquez JM, Andreo B, Mudarra M. Combining hydrodynamics, hydrochemistry, and environmental isotopes to understand the hydrogeological functioning of evaporite-karst springs. *J Hydrol* 2019;576:299–314.

Goldscheider, N. (2004). The concept of groundwater vulnerability. In: Zwahlen F. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report COST Action 620. European Commission, Directorate-General for Research, EUR 20912:5-9.

Greenacre, 1984 in Bakalowicz, 1994). Theory and applications of correspondence analysis [1984]

Guillaume L., (2019). Fonctionnement et vulnérabilité d'un système karstique multicouche à partir d'une approche multi-traceurs et d'un suivi haute-résolution : application aux Sources du Toulon à Périgueux (Dordogne, France). Thèse de doctorat Université de Bordeaux. École doctorale sciences Physiques et de L'ingénieur. Spécialité : mécanique.

-H – J – K-

Hébrard O., Pistre S., Cheynet N., Dazy J., Batiot-Guilhe C., Seidel J.-L. (2006). Origine des eaux des émergences karstiques chlorurées du Languedoc-Roussillon. *Comptes Rendus Geosciences* 338(10): 703-710.

Houillon N. (2016) la dynamique du carbone inorganique dans le continuum sol-épikarst-cavité du site de la grotte de Lascaux (Dordogne, France) : apports des monitorings

hydrogéochimiques et microclimatiques continus pour l'étude de l'aérogologie et le développement d'une méthode de simulation des processus calco-carboniques aux parois.

Huang H, Chen ZH, Wang T, Xiang CJ, Zhang L, Zhou GM, Sun BT, Wang Y. Nitrate distribution and dynamics as indicators to characterize karst ground-water flow in a mined mineral deposit in southwest-ern China. *Hydrogeol J* 2019;27:2077–2089.

Huebsch M., Fenton O., Horan B., Hennessy D., Richards K.G., Jordan P., Goldscheider N., Butscher C., Blum P. (2014) Mobilisation or dilution ? Nitrate responses of karst springs to high rainfall events. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 4423-4435.

Joseph C., Rodier C., Soulte M., Sinégre F., Baylet R., Deltour P. (1988) Approche des transferts de pollution bactérienne dans une crue karstique par l'étude des paramètres physico-chimiques. *Revue des sciences de l'eau* 1-2, 73-106.

Karimi H., Raeisi E., Bakalowicz M. (2005) – Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach, *Hydrogeology Journal*, 13(5-6):787-799, 13 pages, doi 10.1007/s10040-004-0350-4

Kattan, 1997; Kattan Z. (1997) Environmental isotope study of the major karst springs in Damascus limestone aquifer systems: case of the Figeih and Barada springs. *Journal of Hydrology* 193(1-4), 161-182.

Katz B.G., Catches J.S., Bullen T.D., Michel R.L. (1998) Changes in the isotopic and chemical composition of ground water resulting from a recharge pulse from a sinking stream. *Journal of Hydrology* 211(1-4), 178-207.

Khayat S, Ghanem M, Tamimi A, Haddad M, Geyer S, Hötzl H,. Hydrochemistry and isotope hydrogeology in the Jericho area/Palestine. In *The Water of the Jordan Valley*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2009: 325–348.

Kilchmann S. · Niklaus H. Waber · Aurele Parriaux · Michael Bensimon Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers *Hydrogeology Journal* (2004) 12:643–661 DOI 10.1007/s10040-004-0366-9

Kiraly L. (1975) – Rapport sur l'état actuel des connaissances actuelles dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques, International Union Geological Sciences, Hydrogeology of karstic terrains, 3 :53-67, 15 pages

Kloppmann W., Dever L., Edmunds W.M. (1998). Residence time of chalk groundwater in the Paris Basin and the North German Basin: a geochemical approach. Applied Geochemistry, 13(5), 593-606.

Kumar P, Thakur PK, Bansod BK, Debnath SK. Multi-criteria evaluation of hydro-geological and anthropogenic parameters for the groundwater vulnerability assessment. Environ Monit Assess 2017;189:564.

-L-

Ladouche a .B, A. Probstb,c, D. Vivilled, S. Idirb, D. BaqueÂ c, M. Loubetc, J.-L. Probstb,c, T. Bariaca, ( 2001). Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). Journal of Hydrology, vol. 242 (n° 3-4). pp. 255-274.

Lastennet R., (1994) Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. 239 p.

Lastennet, R., Puig, J.-M., Emblanch, C. and Blavoux, B., (1995). Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord Vaucluse. Hydrogéologie(4): 57-66.

Lastennet R., Mudry J., (1997) Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. Environmental Geology 32, 114-123.

Leybourne ML, Betcher RN, Mcritchie WD, Kaszycki CA, Boyle DR (2009). Geochemistry and stable isotopic composition of tufa waters and precipitates from the Interlake Region, Manitoba, Canada: Constraints on groundwater origin, calcitization, and tufa formation. Chem Geol260(3-4):221-233.

Li S., Liu C.-Q., Li J., Xue Z., Guan J., Lang Y., Ding H., Li L. (2013) Evaluation of nitrate source in surface water of western China based on stable isotopes. *Environmental Earth Sciences* 68, 219-228.

Linares R., Roqué C., Gutiérrez F., Zarroca M., Carbonel D., Bach J., Fabregat I. (2017) The impact of drought and climate change on sinkhole occurrence. A case study from the evaporite karst of the Fluvia Valley, NE Spain. *Science of The Total Environment* 579, 345-358.

Liu C.Q., Li S.L., Lang Y.C., Xiao H.Y. (2006) Using  $^{15}\text{N}$  and  $^{18}\text{O}$  values to identify nitrate sources in karst ground water, Guiyang, southwest China. *Environmental Science Technology* 40, 6928-6933.

Long A.J., Putnam L.D. (2004) Linear model describing three components of flow in karst using  $^{18}\text{O}$  data. *Journal of Hydrology* Volume 296, Issues 1–4, 20 August 2004, Pages 254-27.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.023>

López-Chicano Bouamama M, Vallejos A, Pulido-Bosch A. Factors which determine the hydrochemical behaviour of karst spring. A case study of betic cordilleras, Spain. *Appl Geochem* 2001;16:1179–1192.

Lorette G., Lastennet R., Peyraube N., Denis A. (2016) Examining the functioning of a multilayer karst aquifer. The case of Toulon springs. In book: *Eurokarst 2016*, Neuchâtel, 363-370.

Lorette G. (2018a) Multi-traçage des Sources du Toulon – Opération (2017). *Compte rendus du laboratoire I2M de l'Université de Bordeaux*. 25p.

Lorette G, Viennet D, Labat D, Massei N, Fournier M, Sebilo M. (2021). Mixing processes of autogenic and allogenic waters in a large karst aquifer on the edge of a sedimentary basin (Causses du Quercy, France). *J Hydrol* 2021;593:125859.

Maas B, Peterson E, Honings J, Oberhelman A, Oware P, Rusthoven I, et al. (2019) Differentiation of surface water and groundwater in a Karst system using anthropogenic signatures. *Geosciences* 2019;9:148.

Mahler B.J., Lynch F.L. (1999) Muddy waters: temporal variation in sediment discharging from a karst spring. *Journal of Hydrology* 214(1-4), 165-178.

Mahler B.J., Personné J.-F., Lods G.F., Drogue C. (2000) Transport of free and particulate associated bacteria in karst. *Journal of Hydrology* 238(3-4): 179-193.

Mahler B.J., Musgrove M., Wong C.I., Sample T.L. (2011) Recent (2008-10) water quality in the Burton Springs segment of the Edwards aquifer and its contributing zone, Central Texas, with emphasis on factors affecting nutrients and bacteria. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5139, 66 p.

Mahler B.J., Bourgeois R. (2013) Dissolved oxygen fluctuations in karst spring flow and implications for endemic species: Barton Springs, Edwards aquifer, Texas, USA. *Journal of Hydrology* 505, 291-298.

Maire, R., 1992. Tendances actuelles de la recherche en karstologie, université de Bordeaux 1, pp. 511-518. Du livre *Karst et évolutions climatiques*

Mangin A. (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat en Sciences naturelles, Université de Dijon.

Mangin, A., 1978. Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique, Colloque de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Tarbes, pp. 21-37.

Marsaud, B. (1996). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Document BRGM Thèse, Paris XI Orsay, 303 p.

Masindi K, Abiye T. (2018). Assessment of natural and anthropogenic influences on regional groundwater chemistry in a highly industrialized and urbanized region: a case study of the Vaal River Basin, South Africa. *Environ Earth Sci* 2018;77:1–14.

Matheron, G. (1965). *Les Variables régionalisées et leur Estimation*. Paris: Masson. 185 pp

Mattey D.P., Fairchild I.J., Atkinson T.C., Latin J-P., Ainsworth M., Durell R., (2010), Seasonal microclimate control of calcite fabrics, stable isotopes and trace elements in modern speleothem from St Michaels cave, Gibraltar in "Tufas and speleothems: unravelling the microbial and physical controls", Geological Society of London special volume, vol. 336, pp 323-344, 22.p

McGinley PM, Masarik KC, Gotkowitz MB, Mechenich DJ. (2016). Impact of anthropogenic geo-chemical change and aquifer geology on ground-water phosphorus concentrations. *Appl Geochem* 2016;72:1–9.

McMahon P.B., Böhlke J.K., Christenson S.C. (2004) Geochemistry, radiocarbon ages, and paleorecharge conditions along a transect in the central High Plains aquifer, southwestern Kansas, USA. *Applied Geochemistry* 19(11), 1655-1686.

Mengis M., Schif S.L., Harris M., English M., Aravena R., Elgood R., MacLean A. (1999) Multiple geochemical and isotopic approaches for assessing groundwater NO<sub>3</sub>- elimination in a Riparian zone. *Ground Water* 37, 448-457.

Moral F., Cruz-Sanjulián J.J., Olías M. (2008) Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Hydrol.* 2008, 360, 281–296.

Mudarra M., Andreo B., Mudry J. (2012) Monitoring groundwater in the discharge area of a complex karst aquifer to assess the role of the saturated and unsaturated zones *Environmental Earth Sciences* volume 65, pages 2321–2336 (2012)

Mudarra M., Andreo B. (2011) Relative importance of the saturated and the unsaturated zone in the hydrogeological functioning of a karst aquifers: the case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263-280.

Mudry J. (1987) Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse de doctorat, Université de Besançon.

Musgrove M., Fahlquist L., Stanton G.P., Houston N.A., Lindgren R.J. (2011) Hydrogeology, chemical characteristics, and water sources and pathways in the zone of contribution of a



public-supply well in San Antonio, Texas. U.S. Geological survey Scientific Investigations Report 2011-5146, 194 p.

Nativ R., Günay G., Hötzl H., Reichert B., Solomon D.K., Tezcan L. (1999) Separation of groundwater-flow components in a karstified aquifer using environmental tracers. *Applied Geochemistry* 14(8): 1001-1014.

Négrel P., Petelet-Giraud E. (2005) Strontium isotopes as tracers of groundwater induced floods: the Somme case study (France). *Journal of Hydrology* 305(1-4): 99-119.

Nicolini, E., Rogers, K., Rakowski, D., 2016. Baseline geochemical characterisation of a vulnerable tropical karstic aquifer: Lifou, New Caledonia. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 5, 114–130.

Nolan B.T., Stone J.D. (2000) Nutrients in ground waters of the coterminous United States, 1992-1995. *Environmental Science and Technology* 34, 1156-1165.

Olive, P. (1976). Le système CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O/CaCO<sub>3</sub> et le système sulfate sulfure. *Mémento Pratique*, CRG. Thonon les Bains, 30p.

-P-

Palmer, P. I., D. J. Jacob, D. B. A. Jones, C. L. Heald, R. M. Yantosca, J. A. Logan, G. W. Sachse, and D. G. Streets, (2003). Inverting for emissions of carbon monoxide from Asia using aircraft observations over the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 8828, doi:10.1029/2003JD003397, 2003.

Palmer, (2007) "Cave Geology" (2007). KIP Articles. [https://digitalcommons.usf.edu/kip\\_articles/775](https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/775).

Patel MP, Gami B, Patel A, Patel P, Patel B. Climatic and anthropogenic impact on groundwater quality of agriculture dominated areas of southern and central Gujarat, India. *Groundw Sustain Dev* 2020;10:1–11.

Perrin J., Jeannin P.-Y., Zwahlen F. (2003a) Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology* 279(1-4), 106-124.

Perrin J., Jeannin P.-Y., Zwahlen F. (2003b) Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. *Hydrogeology Journal* 11(6), 673-686.

Perrin J, Jeannin PY and Cornaton F (2007) The role of tributary mixing in chemical variations at a karst spring, Milandre, Switzerland. *J Hydrol* 332(1-2):158-173.

Personné et al., 1998 Personné J.-C., Poty F., Vaute L., Drogue C. (1998) Survival, transport and dissemination of *Escherichia coli* and enterococci in a fissured environment. Study of a flood in a karstic aquifer. *Journal of Applied Microbiology* 84(3), 431-438.

Petelet E., Luck J.-M., Ben Othman D., Negrel P., Aquilina L. (1998) Geochemistry and water dynamics of a medium-sized watershed: the Hérault, southern France: 1. Organisation of the different water reservoirs as constrained by Sr isotopes, major, and trace elements. *Chemical Geology* 150(1-2): 63-83.

Peyraube N.(2012), Geochemical evolution of groundwater in the unsaturated zone of a karstic massif, using the  $p\text{CO}_2$ -I<sub>Sc</sub> relationship *Journal of Hydrology Volumes* 430–431, 2 April 2012, Pages 13-24.

Peyraube N. (2011), Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France) Thèse de doctorat. Université de bordeaux 1, Ecole Doctorale Sciences et Environnements.

Plagnes, V., Bakalowicz, M. (2001). The protection of karst water resources: the example of the Larzac karst plateau (south of France). *Environmental Geology*, 40(3), 349-358.

Plummer L.N., Wigley T.M.L., and Parkhurst D.L. (1978) The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science* 278(2), 179-216.

Pronk M., Goldscheider N., Zopfi J., Zwahlen F. (2009) Percolation and particle transport in the unsaturated zone of a karst aquifer. *Ground Water* 47: 361-369.

Pronk M., Goldscheider N., Zopfi J. (2006) Dynamics and interaction of organic carbon, turbidity and bacteria in karst aquifer system. *Hydrogeology Journal* 14, 473-484.

Pronk M., Goldscheider N., Zopfi J. (2007) Particle-size distribution as indicator for fecal bacteria contamination of drinking water from karst springs. *Environmental Science and Technology* 41, 8400-8405.

Pu J., Yuan D., He Q., Wang Z., Hu Z., Gou P. (2011) High-resolution monitoring of nitrate variations in a typical subterranean karst stream, Chongqing, China. *Environmental Earth Sciences* 64, 1985-1993.

Puig R., Folch A., Mencia A., Soler A., Mas-Pla J. (2013) Multi-isotopic study ( $^{15}\text{N}$ ,  $^{34}\text{S}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) to identify processes affecting nitrate and sulfate in response to local and regional groundwater mixing in a large-scale flow system. *Applied Geochemistry* 32 : 129-141.

Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M. L., Vallejos Á., Andreu J. M. (2003) Strontium,  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  and  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain). *Comptes Rendus*

-R – S – T – V-

Roques, H., 1962. Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. *Annale de Spéléologie*, 17(I et II): 11-41 et 241-284.

Rowden R., Liu H., Libra R. (2001) results from big spring basin water quality monitoring and demonstration projects, Iowa, USA. *Hydrogeology Journal* 9, 487-497.

Saba N, Umar R, Absar A. (2015). Estimation of anthropo-genic influences in groundwater quality of shallow aquifers of Moradabad City, Western Uttar Pradesh. *J Geol Soc India* 2018;91:711–716.

Sánchez D, Barberá JA, Mudarra M, Andreo B. (2015). Hydrogeochemical tools applied to the study of carbonate aquifers: examples from some karst systems of Southern Spain. *Environ Earth Sci* 2015;74:199–215.

Şen Z. Groundwater quality. Practical and applied hydrogeology. Oxford: Elsevier, 2015:279–339.

Sarret, Y. (2010): Modélisation de l'exploitation thermique de la nappe du Rhône à Sion VS. Travail de Master, Université de Neuchâtel)

Sánchez-Martos F., Pulido-Bosch A., Molina-Sánchez L., Vallejos-Izquierdo A. (2002) Identification of the origin of salinization in groundwater using minor ions (Lower Andarax, Southeast Spain). *The Science of The Total Environment* 297(1-3): 43-58.

Schiperski F., Zirlewagen J., Hillebrand O., Licha T., Scheytt T. (2015b) Preliminary results on the dynamics of particles and their size distribution at a karst spring during snowmelt event. *Journal of Hydrology* 524. 326-332.

Schwarz K., Gocht T., Grathwolh P. (2011) Transport of polycyclic aromatic hydrocarbons in highly vulnerable karst systems. *Environmental Pollution* 159, 133-139.

Schwientek M., Osenbrück K., Fleisher M. (2013) Investigating hydrological drivers of nitrate export dynamics in two agricultural catchments in Germany using high-frequency data series. *Environmental Earth Sciences* 69, 381-393.

Siliang L., Congqiang L., Yunchao L., Zhiqi Z., Zhihua Z. (2010) Tracing the sources of nitrate in karstic groundwater in Zunyi, Southwest China: a combined nitrogen isotope and water chemistry approach. *Environmental Earth Sciences* 60 (7), 1415-1423.

Silva-Filho E.V., Sobral Barcellos R.G., Emblanch C., Blavoux B., Sella S.M., Daniel M., Simler R., Wasserman J.C. (2009) Groundwater chemical characterization of a Rio de Janeiro coastal aquifer, SE - Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27(1), 100-108.

Simeoni, G.P., 1976. Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura Neuchâtelois, *Bull. du centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel*, pp. 9-18.

Skoglund RØ, Lauritzen SE. Subglacial maze origin in low-dip marble stripe karst: examples from Norway. *J Cave Karst Stud* 2011;73:31–43.

Soulios, G. (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 124, 29-42.

Stevanovic Z. (Ed.). (2015). *Karst Aquifers - Characterization and Engineering, Professional Practice in Earth Sciences*. Amsterdam: Springer International Publishing, 2015.

Stuart M.E., Maurice L., Heaton T.H.E., sapiano M., Micaleff Sultana M., Goody D.C., Chilton P.J. (2010) Groundwater residence time and movement in the Maltese islands – A geochemical approach. *Applied Geochemistry* 25, 609-620.

Stueber A.M., Criss R.E. (2005) – Origin and transport of dissolved chemicals in a karst watershed, southwestern Illinois. *Journal of American Water Resources Association* 41, 267-290.

Tamburini A, Menichetti M. (2020) Groundwater circulation in fractured and karstic aquifers of the umbria-marche apennine water. 2020;12:1039.

Thilagavathi R, Thivya C, Banajarani Panda (2020) Determination of the major geochemical processes of groundwater along the Cretaceous - Tertiary boundary of Tiruchinopoly, Tamilnadu, India. *Acta Geochim* 2020;39:760–781.

Vatan, 1967, VATAN A. (1967). *Manuel de sédimentologie*. Ed. Technip, Paris, 397 p.

Vaute L., Drogue C., Garrelly L., Ghelfenstein M.(1997). Relations between the structure of storage and the transport of chemical compounds in karstic aquifers. *Journal of Hydrology* 199 (3-4), 221-238.

Vengosh A., Gieskes J., Mahn C. (2000) New evidence for the origin of hypersaline pore fluids in the Mediterranean basin. *Chemical Geology* 163(1-4), 287-298.

Vitoria L., Otero N., Soler A., Canals A. (2004) Fertilizer characterization: isotopic data (N, S, O, C, and Sr). *Environmental Science Technology* 38, 3254-3262.

Wigley, T.M.L., (1975). Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems. *Wat-Res-Res*, 11(2): 324-328

White WB. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press: New York, USA, 1988.

Yongli G, Cheng Z, Qiong X, Hua B. (2020) Hydrogeochemical characteristics of a closed karst groundwater basin in North China. *J Radioanal Nucl Chem* 2020;325:365–379.

Zhang B, Zhao D, Zhou P, Qu S, Liao F, Wang G. (2020) Hydrochemical characteristics of groundwater and dominant water–rock interactions in the Delingha Area, Qaidam Basin, Northwest China *Water* 2020;12:836.

