



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche
scientifique



Université Larbi Tébessi - Tébessa

Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie

Département : science de la terre et de l'univers

Thèse de doctorat

Domaine : science de la terre et de l'univers

Filière : Géologie

Option : Hydrogéologie appliquée

Thème

Caractérisation de formations carbonatées de la région
d'Elshammamet NE Algérien : approche hydrogéochimique, isotopique et
geostrutturale

Présenté Par : Chelih Fatha

Devant le jury :

<i>Mr. Boumazbeur abderahmene</i>	<i>Professeur, Université de Tébessa</i>	<i>Président</i>
<i>Mr. Houha Belkacem</i>	<i>Professeur, Université de Khenchela</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr. Baali Fethi</i>	<i>Professeur, Université de Tébessa</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr. Hadji Riheb</i>	<i>M.C.A, Université de Setif</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr. Fehdi Chemsdinne</i>	<i>Professeur, Université de Tébessa</i>	<i>Encadreur</i>
<i>Mr. Shuhaib Khan</i>	<i>Professeur, Université de Houston, USA</i>	<i>Co-Encadreur</i>

Date de soutenance : .06/01/2019

Résumé

Des approches morphostructurales, hydrogéologiques et hydrochimiques ont été appliquées à la plaine de Hammamet et à ses montagnes environnantes dans l'est de l'Algérie afin de caractériser le système d'eaux souterraines et son potentiel d'exploitation. Les monts Essen et Troubia forment les limites naturelles de la plaine de Hammamet. L'objectif de cette étude est d'utiliser des techniques de télédétection combinées à une analyse structurale, à l'hydrogéologie et à l'hydrogéochimie afin d'identifier les zones de fracture potentielles des eaux souterraines dans les aquifères profonds fortement fracturés et karstifiés. Les zones délimitées des ressources en eaux souterraines potentielles sont vérifiées par des enquêtes hydrogéologiques détaillées sur le terrain.

D'un point de vue hydrogéologique, ces deux montagnes constituent une unité limitée par des failles orientées ENE-WSW, NNW-SSE et NNE-SSW. Plus précisément, les fractures des deux dernières directions influencent la mentalisation des compartiments et le fonctionnement hydrogéologique de cette unité. Selon le degré de fracturation et / ou de karstification, deux types fondamentaux de comportement aquifère ont été distingués: l'aquifère fissuré (Essen Mountain et Troubia Mountain) et l'aquifère poreux (plaine d'El hammamet).

L'étude des caractéristiques hydrochimiques des échantillons d'eaux souterraines montre que la majorité des échantillons sont principalement du type eau HCO_3^- et Ca^{2+} . La spéciation ionique et la dissolution / précipitation minérale ont été calculées à l'aide du logiciel PHREEQC. La composition chimique de l'eau est influencée par les processus de dissolution et / ou de précipitation au cours de l'interaction eau-roche et par les réactions d'échange cationique entre les eaux souterraines et les sédiments alluviaux. La teneur élevée en CO_2 dans les échantillons d'eau suggère qu'ils circulent dans un système ouvert géochimique. L'analyse isotopique de certains échantillons d'eau souterraine montre une similitude avec les eaux météorologiques, qui reflète leur temps de séjour court et une faible évaporation de l'eau infiltrée.

Les mots clés : la plaine de Hammamet, hydrogéologie, isotopes Télédétection, Algérie.

Abstract

Morphostructural, hydrogeological and hydrochemical approaches were applied to Hammamet plain and its surrounding mountains in the eastern part of Algeria to characterize the groundwater system and its potential for exploitation. The Essen and Troubia Mountains form the natural boundaries of Hammamet plain. The objective of this study is to utilize remote sensing techniques combined with structural analysis, hydrogeology and hydrogeochemistry to identify the potential fracture zones for groundwater in the strongly fractured and karstified deep aquifers. The delineated zones of potential groundwater resources are verified by detailed hydrogeological field surveys.

From a hydrogeological point of view, these two mountains, constitute a unit limited by faults oriented ENE-WSW, NNW-SSE and NNE-SSW. Specifically, fractures of the latter two directions influence the compartmentalization and the hydrogeological functioning of this unit. According to the degree of fracturing and/or karstification, two basic types of aquiferous behaviour have been distinguished: fissured aquifer (Essen Mountain and Troubia Mountain), and porous aquifer (Hammamet plain).

The study of the hydrochemical characteristics of groundwater samples shows that the majority of samples are mainly of HCO_3^- and Ca^{2+} water type. The ionic speciation and mineral dissolution/precipitation was calculated with the PHREEQC software. The chemical composition of the water is influenced by the dissolution and/or precipitation processes during the water–rock interaction and by the cationic exchange reactions between groundwater and alluvial sediments. The high content of CO_2 in the water samples suggests that they circulate in a geochemical open system. The isotopic analysis of some groundwater samples shows a similarity with the meteoric waters, which reflect their short residence time and a low evaporation of the infiltrated water.

Keywords: Algeria, aquifer, Hammamet plain, hydrogeology, isotopes, remote sensing.

ملخص

طُبقت الدراسات المورفولوجية والهيدروجيولوجية والهيدروكيميائية في سهل الحمامات والجبال المحيطة به في الجزء الشرقي من الجزائر لمعرفة نظام المياه الجوفية وقدرته على الاستغلال. تشكل جبال إيسن وترويبا الحدود الطبيعية لسهل الحمامات. تهدف هذه الدراسة إلى استخدام تقنيات الاستشعار عن بعد جنباً إلى جنب مع التحليل الهيكلي والهيدروجيولوجيا والكيمياء الهيدروجينية لتحديد مناطق الكسر المحتملة للمياه الجوفية في طبقات المياه الجوفية العميقة والمكسورة بشدة. يتم التحقق من المناطق المحددة لموارد المياه الجوفية المحتملة من خلال دراسات ميدانية جيولوجية مائية مفصلة. من وجهة النظر الهيدروجيولوجية، هذه الجبال، تشكل وحدة محدودة بسبب الفوالق الموجهة ENE-WSW، -NNW، SSE و NNE-SSW على وجه التحديد، تؤثر كسور الاتجاهين الأخيرين على الأداء الهيدروجيولوجي لهذه الوحدة. ووفقاً لدرجة التكسير و / أو التبتطين، فقد تم تمييز نوعين أساسيين من السلوكيات المائية: طبقة المياه الجوفية المشبعة (جبل إيسين وجبل ترويبا)، وطبقة المياه الجوفية (سهل الحمامات)

وتبين دراسة الخصائص الهيدروكيميائية لعينات المياه الجوفية أن غالبية العينات هي أساساً من نوع الماء HCO_3 و $Ca+2$ وقد تم تأثر الناتج الأيوني وحل المعادن / الهواطل باستخدام برنامج PHREEQC. يتأثر التركيب الكيميائي للمياه بعمليات الذوبان و / أو التهطل أثناء تفاعل الماء والصخور وبتفاعلات التبادل الكاتيوني بين المياه الجوفية والرواسب الغرينية. يشير المحتوى العالي لثاني أكسيد الكربون في عينات الماء إلى أنه يتم تدويره في نظام جيوكيميائي مفتوح. يُظهر التحليل النظائري لبعض عينات المياه الجوفية تشابهاً مع المياه المخروطية، والتي تعكس وقتها القصير للإقامة وتبخر

المياه

الكلمات المفتاحية: الحمامات، الهيدروجيولوجيا، الاستشعار عن بعد، الهيدروكيمياء، الجزائر.

TABLE DES MATIERES

Introduction	
1-1 Objectifs	
PREMIERE PARTIE :	
<i>Généralités</i>	
Chapitre I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	
1- Localisation de la zone d'étude	1
2- La géologie de la zone d'étude	2
2-1- Stratigraphie	2
A- Secondaire :	2
a - Trias :	2
b- Crétacé inférieur et moyen :	2
B-Tertiaire :	4
C- Quaternaire :	5
3-La Tectonique régionale.....	8
3.1- Les plissements	8
Chapitre II : la climatologie	12
1-Introduction.....	12
2. Etude des paramètres climatiques	12
2.1-Les précipitations	12
2-1-1.Variation des précipitations moyennes mensuelles (1985/2014)	12
2.1.2. Distribution inter annuelle des précipitations	13
2.2. Etude de la température	14
2-2.1-Température moyenne mensuelle.....	14
2-2-2 Température moyenne annuelle	15
3. Diagrammes ombrothermiques.....	15
4-Détermination du type du climat	16
5-Détermination des paramètres du bilan hydrique	17
6. Commentaire sur le bilan hydrique :	21
Conclusion	22
<i>Deuxième Partie</i>	23
<i>Matériels et Méthode</i>	23

Introduction	24
Historique de la télédétection	24
2. Matériels et Méthodes	
2.1 Télédétection	25
2-1-1 Principe :	25
2.2 Hydrogéologie	29
2. 3 Hydrochimie	30
2.3.1 Caractéristiques physico-chimiques de l'aquifère Plio-quaternaire	31
2.3.2 Détermination des faciès hydrochimiques	29
2.3.3 Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques)	30
2.3.3.1 Equilibres chimiques et indices de saturation	30
2.3.3.2 Processus d'interaction eau-roche	30
2.3.3.4. Solubilité des carbonates de calcium (calcite et aragonite)	31
2.3.4 Composition isotopique des eaux souterraines	32
2.3.4.1. Domaine d'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique	32
2.3.4.2. Les isotopes stables utilisés	35
2.3.4.3. Variation de la composition isotopique moyenne des eaux	35
2.3.4.4. Caractéristiques du signal « ENTREE »	36
2.3.4.5. Composition isotopique des eaux souterraines	39
2.3.4.5.1. Echantillonnage	39
Résultats et discussion	
3-1 Cartographie des linéaments structuraux	41
3-2. Validation de la carte de fracturation	43
3-3 .L'orientation des linéaments	43
3-4. Densité de linéament	50
3.3 Relation entre la circulation des eaux souterraines et la fracturation	54
3.4 Hydrochimie	56
3.4.1 Caractéristiques physico-chimiques de l'aquifère Plio-quaternaire	56
3-4.1.1 Paramètres physiques	56
3.4.1.1.1 Le PH	56
3.4.1.2 La conductivité	56
3.4.1.3 La Salinité	57
3.4.1.2. Les Paramètres Chimiques :	59
1. Le calcium	59

2. Le magnésium	60
3. Le sodium	61
4. Le potassium	63
5. Les chlorures	64
6. Les sulfates	65
7. Les bicarbonates	66
3.4.2 Détermination des faciès hydrochimiques	68
3.4.2.1. Diagramme de Piper	68
3.4.2.2. Le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF	69
3.4.3 Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques)	71
3.4.3.1 Equilibre entre le système aquifère et l'atmosphère	71
3.4.3.2. Solubilité des carbonates de calcium (calcite et aragonite)	71
3.4.3.3. Equilibres chimiques et indices de saturation	73
3.4.4. La Composition isotopique	74
3.4.4.1 Les isotopes stables	74
Conclusion générale	78

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation Géographique de la zone d'étude.....	6
Figure 2 :Colonne stratigraphique de a région de Hammamet.Benmansour 2010.....	7
Figure 3: Esquisse tectonique des environs de Tébessa et Hammamet avec l'emplacement des directions des contraintes maximales (Chelih Fatha 2016).....	11
Figure 4: Diagramme des précipitations moyennes mensuelles de la période (1985-2014)	13
Figure 5 : Diagramme des précipitations interannuelles de la période (1985-2014).....	14
Figure 6:Variation des températures moyennes mensuelles (mm) à la station Hammamet (1985/2014).	15
Figure 7: Variation des Températures annuelles (1985/2014).....	15
Figure 8: Diagramme pluviométrique de la station de Hammamet (1985-2014).....	16
Figure 9:Illustre sous forme de graphique le bilan hydrologique qui confirme les résultats chiffrés précédents surtout en matière de l'importance du déficit hydrique à l'échelle de temps à la plaine.	20
Figure 10:Combinaison de couleurs vraies Landsat 8, bandes 3-2-1 affichées en rouge-vert-bleu.	27
Figure 11:Model morstructural, extraction des linéaments par la photographie aérienne,Fatha2012	28
Figure 12:La sonde électrique de niveau d'eau.	30
Figure 13:13 Valise multiparamètres	29
Figure 14:extraction des linéaments par la méthode Hillshade(A) Image DEM, (B) Image Hilshade,(C,D)Image Hilshade après l'extraction des linéaments	41
Figure 15:. Extraction des linéaments(failles ,routes, réseau hydrographique) avant la validation.....	42
Figure 16:coupe synthétique faite sure la terminaison septentrionale du DjebelEs'senn (1 : faille ;2 :calcaire crétacé(Turonien) ;3 :colluvions ;4 :terrasse alluviale quaternaire ; 5 :marne cénomanien.)(Réalisé par Chelih Fatha 2011).	45
Figure 17:représente la densité de linéaments par unité de surface, le modelé de densité de fracturation	50
Figure 18:Le réseau Hydrographique de la region de Hammamet Tebessa	52
Figure 19:image SRTM DEM La carte piézométrique Hammamet plain.	53
Figure 20:Combinaison de couleurs vraies Landsat 8, bandes 3-2-1 affichées en rouge-vert-bleu. Les linéaments extraits, les failles, les puits d'eau et la direction de l'écoulement des eaux souterraines sont également indiqués.	55
Figure 21: A : Carte de PH, B Carte de Température. Juin 2014.	56
Figure 22: Carte de conductivité juin 2014.	57
Figure 23: Carte de salinité (Mg/l).	58
Figure 24: Carte de concentration de Calcium(mg/l)	59
Figure 25: carte de concentration de Mg (mg/l).....	61
Figure 26:carte de concentration de Na (mg/l).....	62
Figure 27:carte de concentration de K+(mg/l)	63
Figure 28: Carte de concentration de Cl (mg/l).	64
Figure 29: carte de concentration de SO4 (mg/l)	66
Figure 30:Carte de concentration de HCO3 mg/l).....	67
Figure 31:Diagramme de Piper.	69
Figure 32: Diagramme de Scholler-Berkalof. Juin 2014.....	70

Figure 33:Distribution des valeurs de la pression partielle (pCO₂) calculées	71
Figure 34: le trace de pH en fonction HCO₃⁻ dans la region d'étude/ I, III : system ouvert, V, IV : System fermé,-----	72
Figure 35:Échantillons analysés tracés sur le diagramme indice de saturation Dolomite /calcite.	74
Figure 36:Relation. δ²H et δ¹⁸O des eaux souterraines Hammamet Tebessa	75
Figure 37:Altitude de δ¹⁸O et la relation avec les eaux souterraines prélevées.....	77

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: précipitations moyennes mensuelles durant la période 1985-2014 (O.N.M., 2015). ...	12
Tableau 2: Température moyenne mensuelle aux stations d'observation (L'A.R.N .H.).	14
Tableau 3:Bilan Hydrique à Hammamet de 1985-2014.....	19
Tableau 4 : Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie.	33
Tableau 5: Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A.	37
Tableau 6 : Teneurs en oxygène-18 et deutérium de quelques points d'eau de l'aquifère Plio-Quaternaire.....	39
Tableau 7:La composition isotopique des eaux souterraines dans la region de Hammamet.	76

Introduction

L'eau est une substance fondamentale pour le maintien de la vie. C'est aussi un facteur d'une grande utilité pour la production agricole.

Devant la nécessité croissante des besoins humains en eau, plusieurs techniques, dont la télédétection, ont été développées. Cependant, l'analyse hydrogéologique des données de télédétection est d'une certaine complexité. En effet, l'eau souterraine ne peut pas être directement observée sur les images satellitaires. Par conséquent, il faut procéder à l'identification et l'étude d'un certain nombre d'indices révélateurs de l'occurrence de cette eau, notamment les phénomènes associés aux zones de recharge ou aux zones de décharge, la persistance du sol humide pendant la saison sèche, la nature lithologique des roches, les traits Structuraux régionaux, le système de fractures et la densité du réseau de drainage.

Le travail présenté dans cette thèse met en valeur l'apport de la télédétection et des SIG

Dans le domaine de l'investigation hydrogéologique à travers l'exemple de la région du Hammamet qui a connu ces dernières années, comme les autres régions algériennes, d'importants problèmes d'approvisionnement en eau potable.

1-Objectifs

L'objectif d'une caractérisation hydrogéologique est de comprendre le fonctionnement de l'aquifère. Le souci de compréhension du fonctionnement d'un aquifère suscite des questions sur sa géométrie d'une part, et les paramètres descriptifs de ses principales fonctions hydrauliques d'autre part : la fonction de stockage de l'eau et la conduite du flux.

Les réseaux de fractures constituent les principaux chemins des écoulements souterrains, et partants, du transport de solutés dans les roches compactes.

La fracturation peut être étudiée aux moyens de différentes méthodes telles que la structure de l'aquifère, l'hydrogéologie, l'hydrochimie.

La relation entre les données de la télédétection et les ressources en eaux souterraines dans les roches a montré que les images satellitaires contiennent des accidents géologiques qui ont un lien direct avec le débit des eaux souterraines. Ces différents travaux ont contribué à la reconnaissance de l'importance des linéaments pour l'hydrogéologie.

L'objectif de ce travail est de connaître le rôle et les caractéristiques hydrogéologiques des calcaires d'âge turonien de Djebel Es Senn dans l'alimentation du champ captant Hammamet.

PREMIERE PARTIE :
GENERALITES

CHAPITRE I : Présentation de la zone d'étude

1- Localisation de la zone d'étude

La région de HAMMAMET "Youkous Les bains" appartient au domaine des hautes plaines de L'Est Algérien aux confins Algéro – Tunisien plus précisément sur la zone de Nemmemcha. (Fig01)

La région concernée par la présente étude est allongée sensiblement NO – SE, sur une longueur d'environ 11 Kilomètres et une largeur de 04.64 Kilomètre, étendue sur une surface d'environ 51.248 Kilomètre carré. Cette zone est limitée :

- Au Nord par Bir D'heb,
- À l'EST par Tébessa,
- Au SUD par Cheria,
- A l'Ouest par Bir Mokadem.

La zone d'étude est comprise entre les coordonnées géographiques suivantes :

- ❖ Longitude E 007° 33 ' .
- ❖ Latitude N 35° 26' .

Du point de vue administratif, la commune de Hammamet appartient à la Daïra de Bir MokkaDEM, wilaya de Tébessa, (Fig. 1).

Le système karstique caractérisant cette région est drainé par un certain nombre de sources dont les plus importantes sont celles de Youkous et Gaagaa.

2- La géologie de la zone d'étude

L'Atlas Saharien est une chaîne continue d'Est en Ouest, elle se situe en bordure Nord du Sahara et au Sud de l'Atlas Tellien. Elle se prolonge en Tunisie où elle est nommée "Atlas Tunisien " et au Maroc "Haut Atlas". Cette chaîne, large d'environ (2000km), montre des formations sédimentaires allant du Trias au Plio-Quaternaire. Les dépôts sont à dominance épicontinentale avec variation de faciès et d'épaisseur.

L'Atlas Saharien est un sillon mésozoïque dont la structure actuelle a été fortement influencée à l'avant-pays autochtone définie par J.M Vila (1980). Il a été structuré au Secondaire et restructuré au Tertiaire et au Quaternaire dont l'empreinte la plus marquée réside en ces anticlinaux coffrés à flancs redressés et sommets plats, étroits et allongés, et par endroits des synclinaux perchés d'orientation globalement NE-SW.

Les affleurements sont essentiellement d'âge Crétacé à Plio-Quaternaire, par contre le Jurassique est quasi absent.

2-1- Stratigraphie

L'enchaînement chronologique des formations de la région d'étude débute de bas en haut par :

A- Secondaire :

a - Trias :

Les formations de cet étage n'affleurent pas dans la zone d'étude mais existent probablement dans la partie profonde de la région, cela est prouvé par l'inclinaison remarquable des calcaires du Turonien de Dj.Es.Senn ; qui sont probablement poussés du côté oriental par un diapir triasique.

Les roches gypseuses du Trias sont observables à la proximité Sud de Dj.Belkif et Bouhalala. Ce Trias est caractérisé par la présence d'argiles rouges, de gypse fragmenté en gros cristaux avec des lentilles de calcaires et dolomies.

b- Crétacé inférieur et moyen :

b-1-Aptien :

Il est formé par des bancs de calcaires à *Orbitolines*, souvent bréchiques à ciment dolomitique ou calcitique.

Dans la partie méridionale du Dj.Belkif, ces calcaires sont englobés dans le Trias diapirique, avec une épaisseur qui dépasse 100m.

b-2- Albien :

Il affleure près du Dj.Bouroumane, où il est formé par des calcaires bruns en bancs épais. L'épaisseur est de 90m. Ces assises forment une grande partie des pentes moyennes du versant Ouest de Bouroumane.

Cet étage n'a pas été trouvé dans la zone d'étude, peut-être à cause du diapirisme accentué lors de cette période. Pourtant, selon un article récent de J.M.Vila (2001), il existe près de Dj.Belkif.

b-3- Vraconien :

Il est bien développé dans la zone de Bouroumane, Hameimat, et existe probablement en profondeur dans le fossé de Hammamet

Cet étage est caractérisé par un ensemble de calcaires et marno-calcaires grisâtres en plaquettes, renfermant des empreintes d'*Ammonites*.

c- Crétacé supérieur :

c-1- Cénomaniens :

Il affleure dans la partie Nord-Ouest du fossé de Hammamet, à l'Est de Dj.Es.Senn. Ce sont des marnes bleu violacées à intercalations de lumachelles.

Elles sont connues aussi au Sud de Dj.Belkif dans l'anticlinal de Hameimat et dans la zone orientale du Dj.Ozmor (Tella).

c-2- Turonien :

Il se subdivise en deux parties, Turonien inférieur et Turonien supérieur.

- La base du Turonien inférieur se présente par des marno-calcaires grisâtre dont l'épaisseur est de l'ordre de 60m.
- Le sommet du Turonien inférieur est représenté par des calcaires beiges qui font les falaises du Dj.Es.Senn, Belkif, Kef Daheche, Dj.Tella (chaîne d'Ozmor).
- Le Turonien supérieur se présente en marnes grises, d'une épaisseur d'environ 150m.

c-3-Emscherien : (Santonien et Coniacien)

C'est une série épaisse et monotone de marnes grises ou vertes, admettant à la partie supérieure des niveaux de calcaires lumachelliques avec une épaisseur de 250m.

c-4- Campanien :

Le Campanien inférieur et supérieur est caractérisé par une série de marnes grises ayant une épaisseur de 200m. Par contre, le Campanien moyen présente dans le relief une nouvelle corniche entre celle du Turonien et du Maestrichtien. Il passe sensiblement aux formations marneuses qui font le passage entre Campanien supérieur et le Maestrichtien inférieur.

c-5- Maestrichtien :

Le Maestrichtien inférieur est représenté par 30m de marnes grises qui sont souvent masquées par des éboulis au pied des reliefs.

Le Maestrichtien supérieur est une formation puissante de calcaires massifs blancs bien lités renfermant des nombreuses empreintes d'*Inocerames*. Leur épaisseur est de l'ordre de 80 à 100m, mais atteint 200m au Sud-Ouest de Youkous (Hammamet).

B-Tertiaire :

a-1-Paléogène : (Dano-Montien et Thanetien)

Il se caractérise par une formation marneuse couverte au sommet par des marno-calcaires renfermant plusieurs couches phosphatées avec une épaisseur de 10 à 15m.

b- Paléogène supérieur :

b-1- Eocène :

Il est caractérisé par des formations calcaireuses très épaisses à rognons de silex et boules de lumachelles. Il affleure dans la partie Nord-Ouest (Gourigueur) et au Sud-est de Hammamet (Tazbent). De l'autre côté du fossé de Tébessa, s'apparaît au Dj.Dyr-Gastel.

c- Néogène :

c-1- Miocène :

Il n'affleure pas dans la région d'étude de Hammamet et ses environs les plus proches.

c-2-Pliocène :

Il est composé par des argiles et conglomérats, il affleure près de Dj.Belkif, et dans la partie orientale du fossé de Morsott, ainsi que dans la partie orientale du fossé de Hammamet au Sud de l'embranchement de la route vers Bir D'Heb.

C- Quaternaire :

Dans notre secteur d'étude il est représenté par le remplissage du fossé de Hammamet, il occupe une surface très importante principalement sur les plaines et aux pieds des montagnes.

Il s'agit :

1. Villafranchien supérieur : (Pléistocène inférieur)

Se caractérise par des galets.

2. Pléistocène moyen :

Représenté par des argiles sableuses.

3. Pléistocène supérieur :

Formé par des galets et des graviers.

4. Holocène :

Composé essentiellement par des matériaux alluviaux visibles dans la vallée de Youakous.

5. Eboulis actuels :

Ils existent aux piémonts des reliefs calcaires avec un épandage important. Ces dépôts sont en majeure partie déposés sur les séries marneuses du Crétacé supérieur. (voir la Figure. 2).

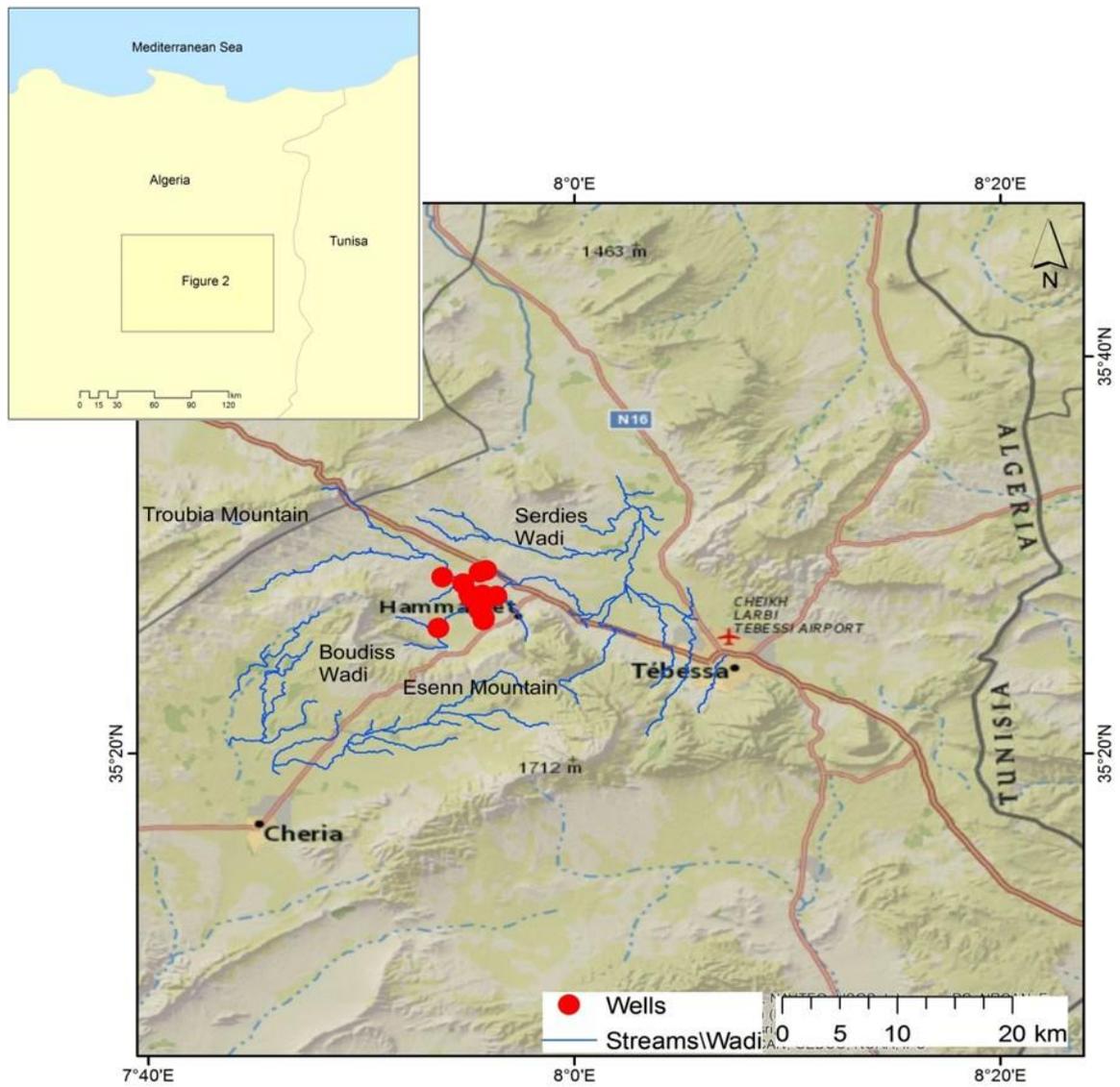


Figure 1: Localisation Géographique de la zone d'étude.

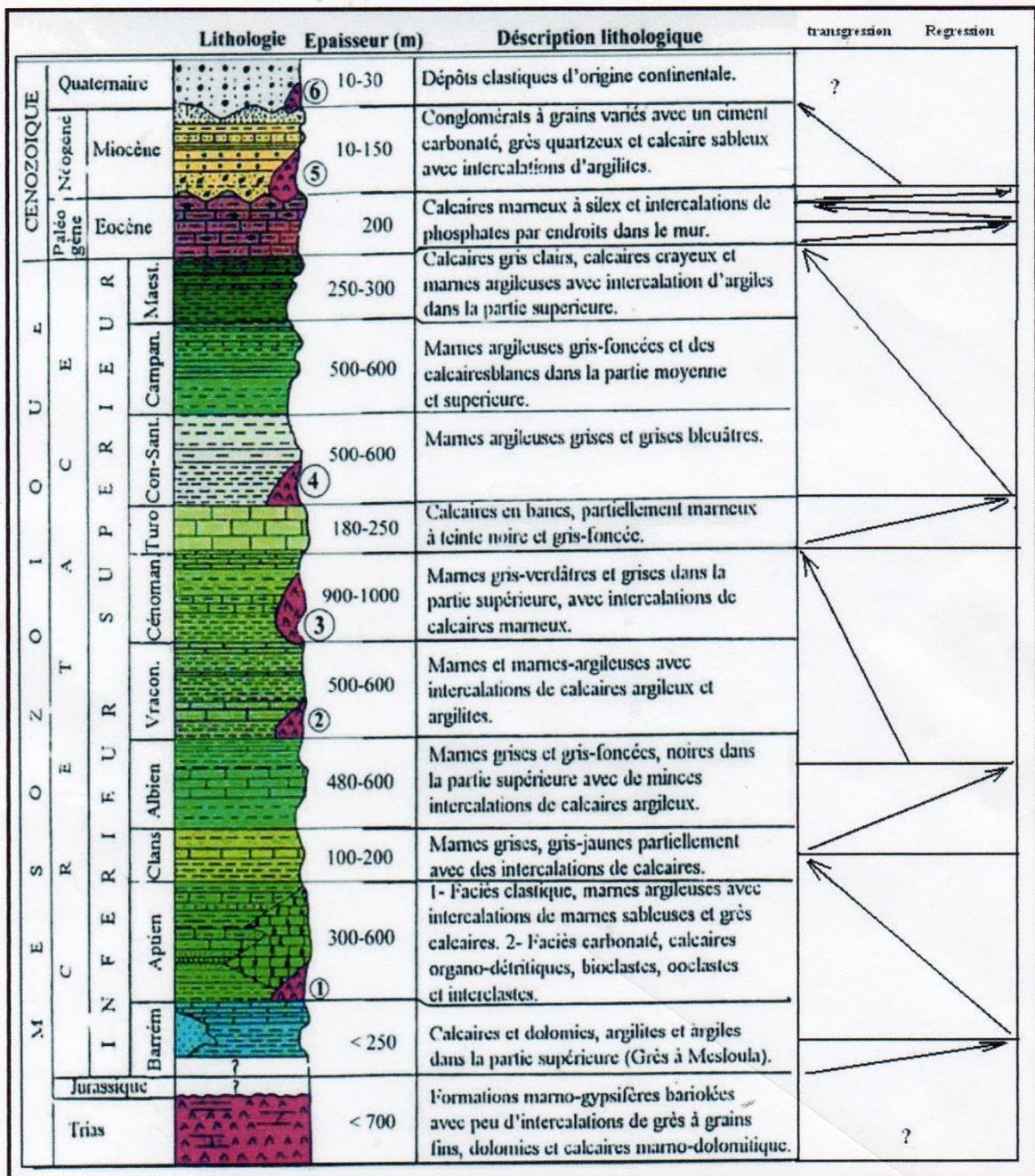


Figure 2 : Colonne stratigraphique de la région de Hammamet. (Kowalski 2002 et développée par Benmansour 2010).

3-La Tectonique régionale

Les différents types de déformations qui affectent la région de l'Atlas Saharien sont très nombreuses et de diverses orientations, l'étude tectonique des déformations sédimentaires de Youkous consiste à donner un aperçu sur les différentes phases tectoniques et pour chacune de ces phases déterminer les conditions de déformations.

3.1- Les plissements

Dans le cadre régional, l'Atlas Saharien appartient à l'avant pays autochtone des confins Algéro-Tunisiens, définie par J.M.Vila en 1980. Il a subi des plissements importants qui ont affecté les assises crétacées, donnant une série d'anticlinaux et de synclinaux.

Il comporte d'Est en Ouest les monts des Aurès et de Nemmemcha, les monts de Tébessa (confins Algéro-Tunisiens) composés par les monts de Morsott et de Mellégué. La structure de l'Atlas Saharien a été fortement influencée par trois phases tectoniques importantes :

- La première phase est la phase fini-lutétienne « Atlasique » qui a donné des plissements de direction NE-SW et est responsable de la formation des anticlinaux de Gaâga Es-Senn, et du synclinal de Tazbent qui se prolonge vers le Nord-Est derrière le fossé de Tébessa par le synclinal de Dj.Dyr-Gastel.

Au cours du Miocène, on n'observe pas de plissements, mais il existe deux phases de plissements post-miocènes, affectant la région de Tébessa et Hammamet :

- La phase du Pliocène inférieur avec une contrainte maximale N 0°-20°E, responsable de la formation de l'anticlinal de Bled Tebega, du synclinal de Draâ Snouber et de l'anticlinal de Bir Salem.
- La composante senestre de cette contrainte provoqua l'effondrement du fossé de Morsott (orienté NNW-SSE).
- La phase du Plio-Quaternaire est responsable de la formation des structures plissées plus récentes que le fossé de Morsott. Il s'agit de l'anticlinal du Dj.Belkif (orienté NNW-SSE). La continuité décrochée de l'anticlinal de Dj.Belkif vers SSE et l'anticlinal de Dj.Annba-Stah accompagnée vers l'Ouest par le synclinal de Mestiri.

Ces prolongements de Dj.Belkif sont décrochés vers le SW d'environ 2-3Km par le couloir de décrochement de Hammamet qui est à l'origine de fossé de Hammamet. Donc, la zone

d'Annba-Stah-Mestiri constitue la partie Sud de fossé de Morsott, décroché au contact avec fossé de Tébessa, d'une autre direction tectonique.

- ❖ Le couloir de décrochements **dextre** lié avec le déplacement des blocs selon la direction WSW-ENE, a donné comme effet des plissements bien localisés à la limite occidentale du fossé de Morsott décroché ; précisément sur Dj.Belkif et Dj.Annba-Mestiri-Stah.
- ❖ La composante dextre de la contrainte maximale N80°E, est responsable de l'effondrement du fossé de Tébessa (orienté ESE-WNW).

D'autre part, la composante sénestre de la contrainte maximale est responsable de la formation du fossé de Hammamet, ce fossé s'abaisse dans la partie centrale de l'anticlinal fini-lutétien d'Es-Senn Hammamet, Hameimet. (Voir Fig 3)

Il a déjà été mentionné que la composante sénestre de la contrainte maximale du Plio-Quaternaire est responsable de la formation du fossé de Hammamet qui est allongé NE-SW et limité de part et d'autre par des failles à jeu normal dominant, correspondant à une famille d'accidents de direction NE-SW.

Le substratum de ce fossé est constitué par un système de horsts et grabens orientés SW-NE.

Les fracturations affectant les couches Maestrichtiennes sont des diaclases, qui se répartissent clairement selon deux directions, la première N 110° recoupée par la deuxième direction N 20°.

A proximité de ces fractures, se manifeste une zone de broyage « *Mylonitique* » remplie par des cristaux de calcite recristallisée et des fragments de calcaire ; cette zone, liée aux plis orientés NE-SW, est provoquée par la phase Atlasique.

A la base du Maestrichtien supérieur, se manifestent des stries subhorizontales portées sur des plans de décrochements sénestres ; l'orientation de ce décrochement indique la contrainte maximale N-S.

Il ressort que la vallée de Bouakous est le résultat d'un grand couloir de décrochement sénestre développé à l'extrémité Nord du plateau de Chéria, suivant une direction NW-SE à l'origine d'une faille de direction N 135° d'âge Pliocène inférieur.

Le pendage des couches s'effectue vers le Sud, du fait du plongement périclinal d'anticlinal vers le Sud-Ouest.

Deux directions de stylolithes ont été trouvées ; la première à N 118° (NW-SE), ce qui correspond à la contrainte maximale de la phase du Pliocène inférieur, observée par Kowalski et Boufaâ en 1996 dans la zone Bled Tébaga.

L'autre direction, entre 25-40°E, correspond plutôt à la contrainte maximale de la phase fini-lutétienne, liée à la phase atlasique de plissement régional.

Concernant les décrochements, on observe deux directions principales (NW-SE) :

- Décrochement de direction N160°, N150°.
- Décrochement de direction N130°, N120°.

Ils correspondent à la contrainte maximale 140° de la plaine de la phase fini-lutétienne.

Trois failles affectent la région de Gaâga, sans changement de direction des couches. Ces failles ont des directions qui peuvent être liées à la phase atlasique.

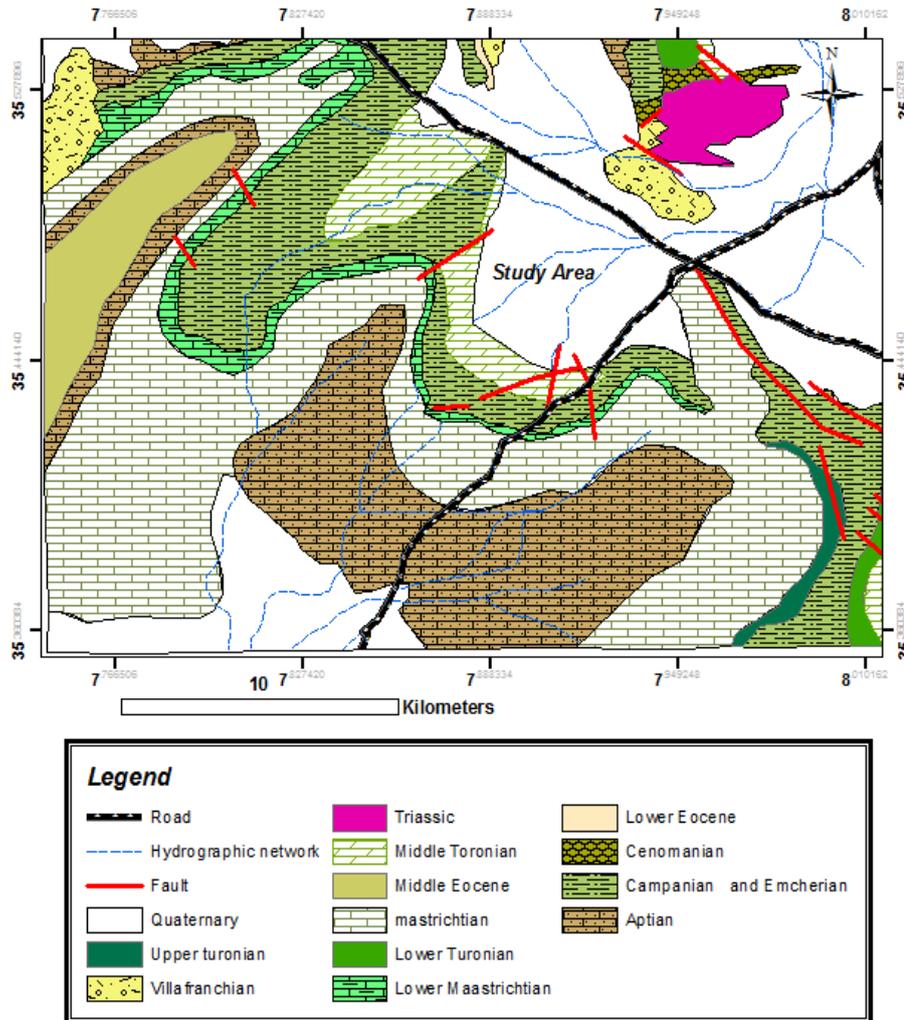


Figure 3: Esquisse tectonique des environs de Tébessa et Hammamet avec l'emplacement des directions des contraintes maximales (Kowalski 2002 et développée par Chelih Fatha 2016 sur Arcgis).

CHAPITRE II : LA CLIMATOLOGIE

1-Introduction

La région d'étude Tébessa-El Hammamet fait partie de la seconde zone, marquée par les risques et les aléas. Dans ce qui suit nous présentons un aperçu hydro climatologique, Indispensable à la compréhension des processus d'alimentation et de restriction des eaux souterraines, ce qui nous permettra d'avancer dans la connaissance du comportement Hydrologique des cours d'eau, et dans la variation des réserves des eaux souterraines. Ainsi, la variation des paramètres climatiques donne des indications sur l'évolution des Concentrations des éléments chimiques, en fonction des saisons, tant au niveau des eaux souterraines qu'au niveau des eaux de surface.

En effet, la disponibilité des données pluviométriques sur une période de vingt-neuf ans cycles hydrologiques de (1985-2014).

2. Etude des paramètres climatiques

2.1-Les précipitations

Les précipitations sont les quantités d'eau météoriques, totales, liquides ou solides qui tombent sur une surface horizontale déterminée, appelée "section pluviométrique". La pluie est un facteur climatique très important conditionnant l'écoulement saisonnier et par conséquent le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes.

2-1-1.Variation des précipitations moyennes mensuelles (1985/2014)

Les données recueillies à la station de Hammamet, sont récapitulées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1: précipitations moyennes mensuelles durant la période 1985-2014 (O.N.M., 2015).

mois	Sep	oct.	Nov.	déc.	jan	Fe	Mar	avr.	mai	Jun	Jui	oau
P(mm)	35,5	25,6	27,2	22,4	31,4	20,1	21,9	32,6	30,5	20 ,1	10,7	20,0

Ce tableau montre la variation des précipitations d'un mois à l'autre des moyennes mensuelles des hauteurs pluviométriques enregistrées dans la station de Hammamet avec un maximum de l'ordre de **35.5** mm qui s'observe au mois de Septembre, et un minimum au

mois de juillet de l'ordre de **10.7** mm . Nous pouvons mieux voir cela grâce au graphe suivant:

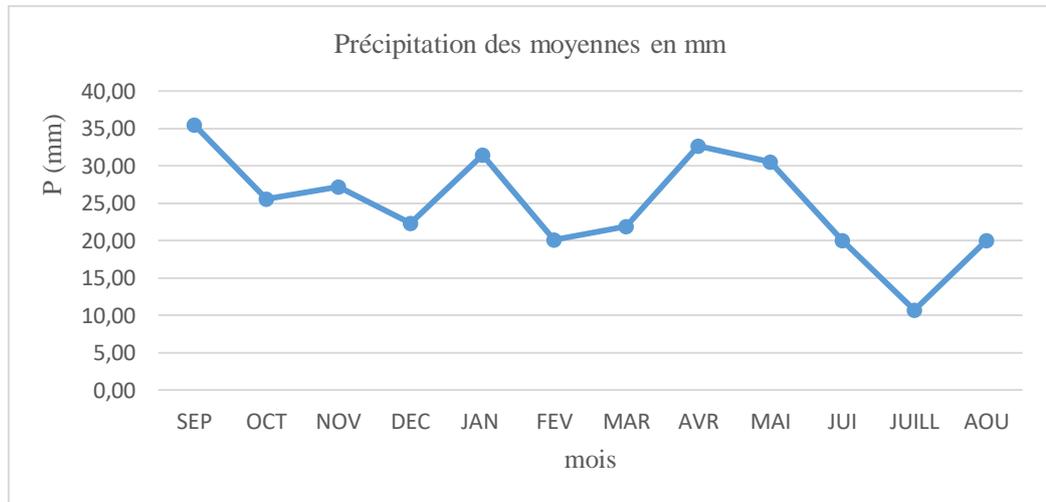


Figure 4: Diagramme des précipitations moyennes mensuelles de la période (1985-2014)

Les précipitations enregistrées sur une période de 29ans sont mentionnées dans le tableau n°0 en annexe.

2.1.2. Distribution inter annuelle des précipitations

L'étude des variations des précipitations en fonction du temps de la station de Hammamet montre un grand contraste entre l'année la plus arrosée (2008/2009) avec **540**mm/an et l'année la plus sèche (2007/2008) avec **112.5** mm/an.

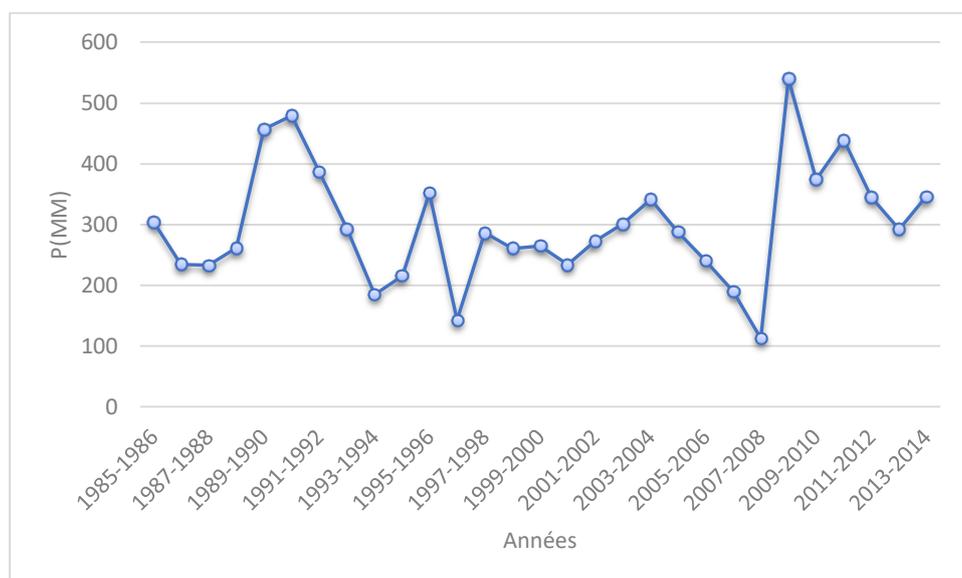


Figure 5 : Diagramme des précipitations interannuelles de la période (1985-2014)

2.2. Etude de la température

La température est un élément très important du climat qui joue un rôle déterminant Pour le bilan hydrologique. Les données des températures mensuelles et annuelles Permettent de dégager certaines caractéristiques comme la division de l'année en saisons Thermiques.

2-2.1-Température moyenne mensuelle

La température moyenne mensuelle durant 29 ans (1985/1986-2013/2014) est enregistrée dans le tableau n°02 en annexe

Tableau 2: Température moyenne mensuelle aux stations d'observation (L'A.R.N .H.).

Mois	Sep	oct.	nov.	Déc.	jan	fév.	mars	Avr	mai	Jui	juil.	août
T (°C)	24,7	23,0	18.03	14,1	10 ,4	9 ,3	10.2	10 ,8	14 ,0	18,2	22,7	24,7

Les enregistrements des températures moyennes mensuelles sur une période de 29 ans (1985-2014) (Tableau 2) et le traitement de leurs données (Fig. 6) ont indiqué que les hivers de la région sont très froids et les étés sont très chauds avec des températures moyennes mensuelles de valeurs extrêmes respectivement 9,3 °C enregistrée au mois de février et 24,7°C enregistrée au mois d'aout. La valeur moyenne annuelle de température est de l'ordre de 16.2°C.

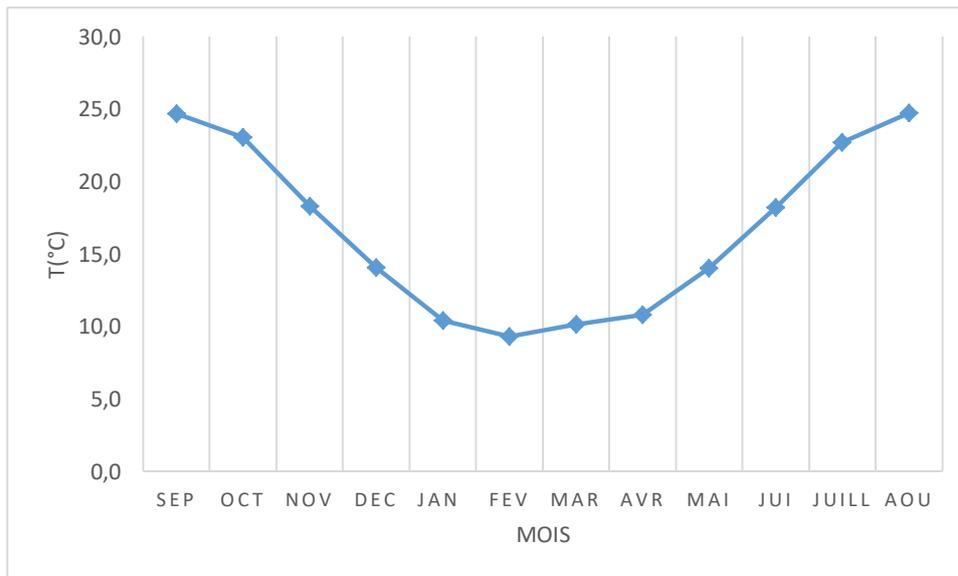


Figure 6: Variation des températures moyennes mensuelles (mm) à la station Hammamet (1985/2014).

2-2-2 Température moyenne annuelle

la figure 7 nous montrent que l'année la plus chaude est l'année 2001 -2002 avec une valeur de 17.3°C, et l'année la plus froide est celle de 1991-1992 avec une valeur minimale de 14.51°C.

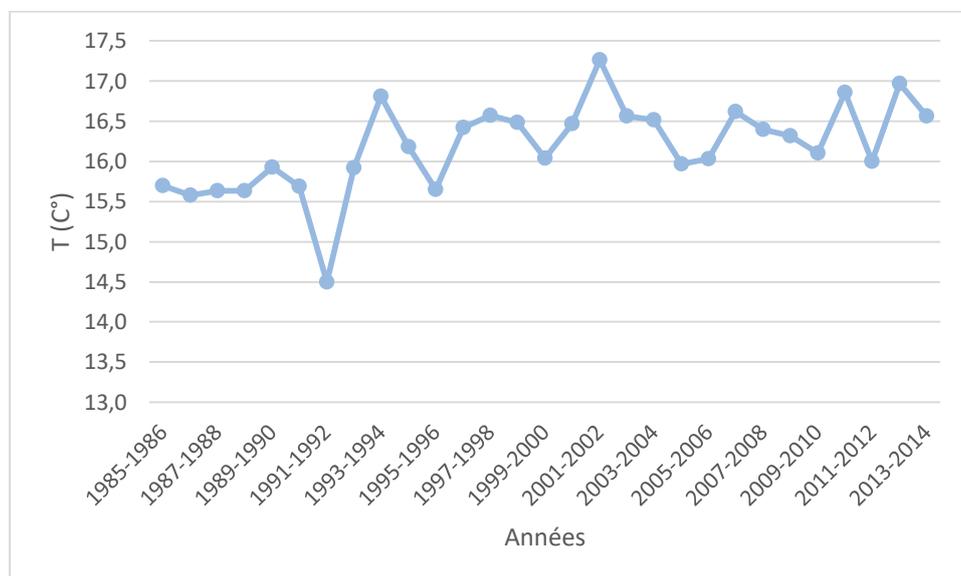


Figure 7: Variation des Températures annuelles (1985/2014)

3. Diagrammes ombrothermiques

Ce diagramme est une méthode graphique à travers laquelle nous pouvons définir la période sèche de l'année pour pouvoir éventuellement combler le déficit hydrique.

Les mois sont portés en abscisse, les précipitations (P) en ordonnées à droite et à gauche les températures (T)

L'intersection des deux courbes des deux courbes (P et T) permet de définir la période sèche et la période humide.

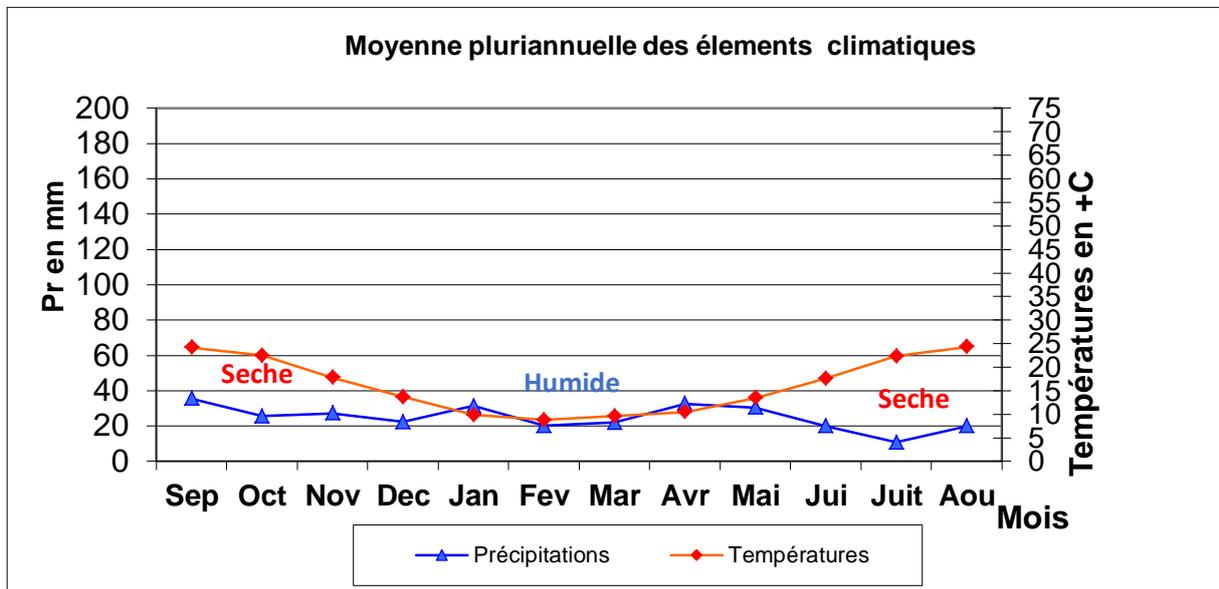


Figure 8: Diagramme pluviométrique de la station de Hammamet (1985-2014)

Ce diagramme montre que la période humide commence du mois de novembre jusqu'au mois de mai. Tandis que la période sèche, débute du mois de juin jusqu'au mois d'octobre.

4-Determination du type du climat

1- Indice d'aridité (indice de martonne)

Pour la détermination du type de climat, De Martonne (1925) a proposé une formule climatologique appelée indice d'aridité qui est fonction de la température moyenne annuelle et des précipitations moyennes annuelles :

$$I = P / (T+10)$$

Dans le cas de notre région $I = 11.37$ tel que : $P = 298.0\text{mm}$ et $T = 16.2^\circ\text{C}$.

Avec :

- I : indice d'aridité annuelle

- P : précipitations moyennes interannuelles en mm.

- T : températures moyennes interannuelles en °C.

Suivant les valeurs de << I >> obtenus de Martone a établi la classification suivante

* $I < 5$: Climat hyper aride

* $5 < I < 7.5$: Climat désertique

* $7.5 < I < 10$: Climat steppique

* $10 < I < 20$: Climat semi aride

* $20 < I < 30$: Climat tempéré.

Pour la région de Hammamet $I=11.37$ donc elle est soumise à un climat semi –aride.

5-DETERMINATION DES PARAMETRES DU BILAN HYDRIQUE

1-Etude de l'évapotranspiration

Dans les études hydrogéologiques, les deux éléments principaux du bilan, évaporation et transpiration sont réunis en un seul : l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration ou l'évaporation totale (E.T) est l'ensemble des phénomènes d'évaporation (processus physique) et de transpiration (phénomène biologique).

On distingue :

L'évapotranspiration potentielle (E.T.P)

L'évapotranspiration réelle (E.T.R)

L'évapotranspiration potentielle (ETP)

On appelle évapotranspiration potentielle (ETP), exprimé en hauteur de lame ou tranche d'eau évaporée, la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et transpirer sur une surface donnée et pendant une période bien définie, en considérant des apports d'eau suffisants.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle nous avons utilisé la formule de Thornthwaite qui a établi une correction entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration mensuelle, cet auteur définit d'abord un indice thermique mensuel (i), où :

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

T : Température moyenne mensuelle en (°C).

K : Coefficient de correction dépendant de l'altitude du bassin.

a : Indice lié a la température, où :

$$a = 1.6\left(\frac{I}{100}\right) + 0.5$$

I : Indice thermique annuel obtenu à partir de la somme de deux valeurs mensuelles de température :

Tel que :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \qquad i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$$

L'évapotranspiration réelle (ETR)

Par définition, on appelle évapotranspiration réelle effective actuelle ou encore déficit d'écoulement (ETR) la somme de l'évaporation et de la transpiration réelle pour une surface donnée et une période définie.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR), nous avons utilisé la méthode de Thornthwaite où on distingue deux cas principaux :

Si : $P - ETP > 0$; c'est-à-dire $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P - ETP < 0$; c'est-à-dire $P < ETP$; ce cas est subdivisé en deux cas :

Si : $P + RFU > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P + RFU < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

2-Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U.

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de J.Richard 1979.

$$R.F.U = 1/3(Da. He. P)$$

Où:

R.F.U : Réserve facilement utilisable.

Da : Densité apparente du sol.

He : L'humidité équivalente du sol (capacité de rétention).

P : Profondeur de la couche de la terre par couriez par les racines en (mm).

Application numérique :

Da = 14 He = 0.25 P = 25 mm.

D'où: RFU = I/3 (14. 0.25) = 29.0 mm

3-Elaboration du bilan hydrique

a-Estimation du ruissellement

On peut calculer le ruissellement à partir de la précipitation moyenne annuelle et l'évapotranspiration potentielle.

$$R=P^3/3(ETP)^2$$

Puisque l'excédent est nulle le bilan est déficitaire pour toute la période d'étude

Tableau 3: Bilan Hydrique à Hammamet de 1985-2014.

Mois	Sep	Oct	nov	dec	Jan	fev	mars	avri	mai	jui	juil	aout	Totale
T(°C)	24,2	22,5	17,8	13,6	9,9	8,8	9,6	10,4	13,5	17,6	22,3	24,3	200,5
P(mm)	35,5	25,6	27,2	22,4	31,4	20,1	21,9	32,6	30,5	20,1	10,7	20,0	298 .0
ETP _{nc}	97.6	68	35.04	16	13.28	16.80	28.80	41.60	75.68	112.64	139.68	132.32	
ETP _c	120,8	100,3	59,9	35,9	22,3	17,9	25,2	31,1	52,6	83,6	127,1	137,2	813 ,8
P-ETP	-85,3	-74,7	-32,7	-13,6	9,1	2,2	-3,3	1,5	-22,1	-63,6	-116,4	-117,2	-515,9
ETR(m m)	35 ,5	22.49	26.59	13.6	11.55	14.28	29.66	45.34	51.62	21.24	9.94	18.19	298.3
RFU	00	00	00	00	9,1	11,3	8,0	9,6	00	00	00	00	
EXE	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00
DA	85,3	74,7	32.7	13,6	00	00	00	00	12 ,5	115.05	161.87	135.3	515,8

T : température mensuelle en (C°) ; **Pr** : précipitation mensuelle en (mm) ; **IT** : indice thermique ; **RFU** : réserve facilement utilisable en (mm) ; **CL** : coefficient de latitude ; **ETR** : évapotranspiration réelle en (mm) ; **ETP** évapotranspiration potentielle en (mm) ; **Def** : déficit agricole en (mm) ; **BH**: Bilan Hydrique ; **EXC** : excédent en (mm)

Vérification du bilan hydrique

$$\sum P = \sum ETR + \sum EXE \Rightarrow 298.0 = 298.0 + 0$$

$$\sum ETP = \sum ETR + \sum Da \Rightarrow 813.8 = 298.0 + 515.8$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

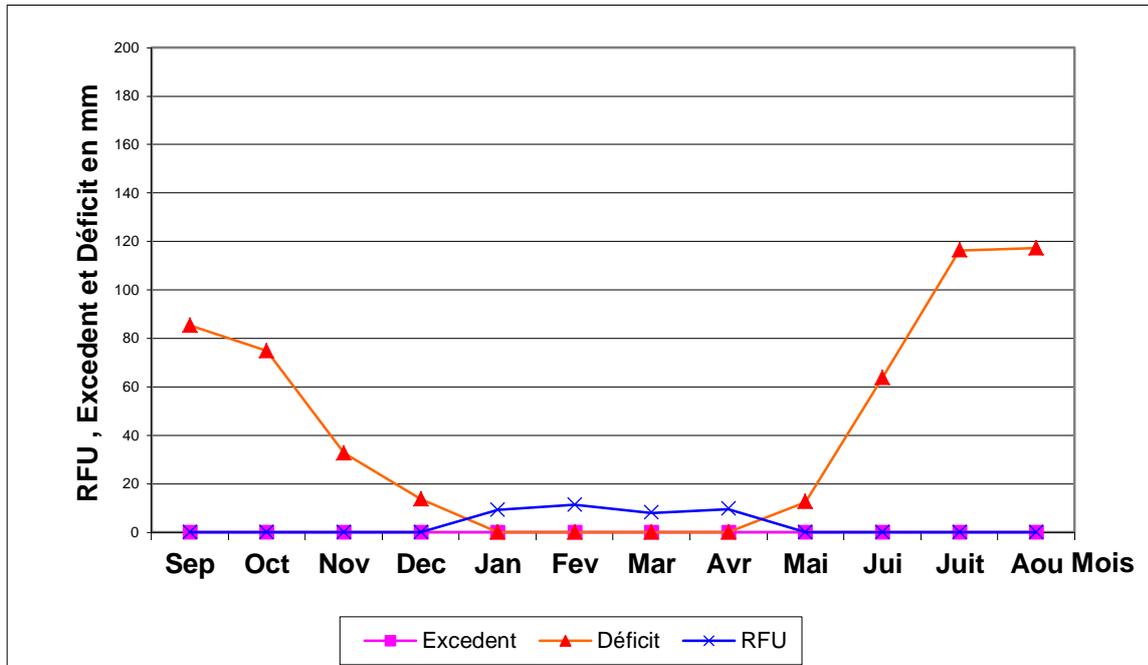


Figure 9: Illustre sous forme de graphique le bilan hydrologique qui confirme les résultats chiffrés précédents surtout en matière de l'importance du déficit hydrique à l'échelle de temps à la plaine.

6. Commentaire sur le bilan hydrique :

Le bilan hydrique nous a permis d'évaluer la part de chaque paramètre hydrologique.

D'après l'établissement de ces bilans on a pu tirer ces quelques conclusions :

-Les hauteurs de précipitation atteignent leur maximum au mois de septembre (35.5mm) et au mois d'avril (32.6 mm), où l'ETP atteint en Février un minimum de 17 ,9 mm.

-L'ETP atteint son maximum au mois de juillet (137,2mm) où les précipitations atteignent (20 mm)

-La recharge du stocke (RFU) commence à partir du mois de Janvier jusqu'au mois d'avril avec une valeur de 38 mm

- le déficit agricole (Da) s'étend de la fin du mois de mai jusqu' au mois décembre avec une valeur qui atteint 515,8 mm et d'où un épuisement de la réserve.

-L'excédent est nul, ce qui indique qu'il y'a une absence de saturation.

CONCLUSION

Dans cette partie il a été déterminé le climat de la zone d'étude qui est un climat semi-aride de type semi continentale caractérisé par des précipitations irrégulières à l'échelle annuelle et mensuelle et un faible nombre de jours de pluie

La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons distinctes; une saison sèche et chaude et une saison humide et froide .La première s'étale entre le mois de Juillet et Septembre ; c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration.

Les températures moyennes mensuelles de valeurs extrêmes respectivement 9,3 °C enregistrée au mois de février et 24,7°C enregistrée au mois d'aout. La valeur moyenne annuelle de température est de l'ordre de 16.2°C.

Le bilan hydrologique est une façon de compter tous les éléments d'apport et de sortie d'eau au-dessus d'une surface donnée.

Pour le calcul du Bilan, la valeur de la RFU a été choisie en fonction de la nature du terrain (RFU = 29mm).

bilan hydrique calculé selon la méthode de Thornthwaite, reste déficitaire, car le déficit agricole est toujours supérieur aux excédents.

Deuxième Partie

Matériels et Méthode

Introduction

La télédétection et les systèmes d'information géographique (SIG) sont généralement associés, constituent des outils modernes permettant l'étude complexe des phénomènes environnementaux à l'échelle spatiale et temporelle (H. Da et, G. Giacomel, 2002). Ce sont des techniques très efficaces utilisées de plus en plus pour aider à la gestion des différents problèmes liés à l'environnement.

Parmi les nombreux domaines d'application de la télédétection, l'hydrogéologie occupe une place importante.

Les fractures augmentent la perméabilité et la porosité secondaire, ainsi, améliorent le flux vertical de l'eau pour recharger les eaux souterraines. Pour cette raison, les fractures dans les roches ont été considérées comme un facteur majeur, puis incluses dans l'identification des zones potentielles pour le stockage des eaux souterraines. Les systèmes de fracture peuvent être reconnus avec succès par télédétection. Cependant, les systèmes de fractures existants sont observés comme des entités linéaires sur les images satellites ; par conséquent, ces caractéristiques sont identifiées comme des "linéaments".

L'objectif général de l'étude était de développer et de tester des systèmes de télédétection et des protocoles d'analyse numérique-terrain pour caractériser les réseaux de fractures et failles, Les données sur les fractures sont intégrées aux données hydrologiques et hydrogéologiques pour délimiter les zones de ressources potentielles en eaux souterraines et d'évaluer le contrôle de ces structures sur le comportement hydrogéologique. En outre, l'identification des processus chimiques responsables de la chimie des eaux souterraines et de la reconstruction de l'origine et des mécanismes de recharge des eaux souterraines a été réalisée à l'aide de données isotopiques.

1. Historique de la télédétection

L'histoire de la télédétection commence en 1858 quand Gaspard Félix Tournachon dit Nadar prend la première photographie aérienne à partir d'un aérostat au-dessus du quartier du Kremlin Bicêtre à Paris. Si l'usage de la télédétection a longtemps été cantonné surtout au domaine militaire, l'offre et la demande ont explosé notamment dans le domaine civil faisant ainsi écho à l'avènement de la société de l'image Aujourd'hui, l'imagerie spatiale s'est largement diffusée et vulgarisée.

2. Matériels et méthodes

La caractérisation d'un aquifère est classiquement réalisée à partir d'études géologiques, piézométriques, et hydrochimiques. Dans le cadre de cette étude la télédétection et l'hydrogéologie puis l'hydrochimie seront utilisées pour la caractérisation de l'aquifère de Hammamet Tébéssa. Ces méthodes sont présentées comme Suits.

2.1 Télédétection

La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre, sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information.

Un linéament est généralement défini comme une caractéristique linéaire ou courbe à voir sur la surface du sol. Les linéaments peuvent être des structures artificielles telles que des routes et des canaux ou des structures géologiques telles que des failles / fractures, des plis et des discordances, des différences de végétation et d'humidité du sol ou des réseaux de drainage (rivières). Les linéaments peuvent être cartographiés lors d'une enquête sur le terrain ou en utilisant des photos aériennes et des données de télédétection, soit manuellement, soit au moyen d'algorithmes de reconnaissance de motifs. Au contraire, les linéaments peuvent être localisés à partir de données de télédétection ou de modèles de terrain numériques par des algorithmes mathématiques.

2-1-1 Principe

2-1-1-1 Extraction des linéaments

La cartographie des linéaments a nécessité la prise en compte de données constituées d'images satellitaires (données numériques de télédétection) et de carte topographique de Hammamet à l'échelle 1/50 000. Les données cartographiques comprennent en outre la carte géologique Est Algérie et l'esquisse tectonique de Hammamet (Kowalski 2010), modèle morphostructurale réalisée à partir de la photographie aérienne (Fatha Chelih 2012).

Ces cartes ont été scannées, importées dans ArcGIS 10.4.1 et géoréférencées vers le système de projection UTM / WGS84. Ensuite, l'intégration de l'ensemble de données spatiales dans un SIG est une opération d'intégration de la géoinformation, qui permet une bonne validation des linéaments.

Cette étude a utilisé Landsat 8 multi spectrale, données satellitaires OLI, (Opérationnelle land Imager). Les données du capteur OLI ont affiné les bandes patrimoniales Landsat avec un rapport signal / bruit amélioré et une résolution radiométrique de 12 bits.

Les données OLI ont été distribuées sous la forme d'images 16 bits corrigées géométriquement et calibrées par radiométrie pour chaque bande. Les données étalonnées ont été converties en radiance au niveau du capteur à l'aide des valeurs de gain et de décalage Landsat 8 spécifiées dans les

métadonnées. Les données de réflectance résultantes ont été utilisées pour créer des composants de couleur basés sur des informations spectrales basées sur la connaissance.

Excel et le logiciel complémentaire XLSTAT ont servi pour la statistique des données de forages.

Le traitement numérique de l'image a été effectué au département des sciences terrestres et atmosphériques de l'Université de Houston. USA.

L'extraction du linéament et l'identification ont été réalisées à partir de l'image SRTM DEM de Navette Radar Topographique Mission (SRTM) version 4 (<http://srtm.csi.cgiar.org/>), cette dernière est filtrée et rehaussée avec un azimut du soleil de 345, une altitude 45 avec un facteur d'élévation (Z) de 3 ; elle est aussi traitée dans Hillshade, ainsi les structures sont mieux visibles en fonction de l'orientation de l'azimut du soleil pour optimiser le nombre de linéaments. Cette technique permet de ressortir toutes les structures.

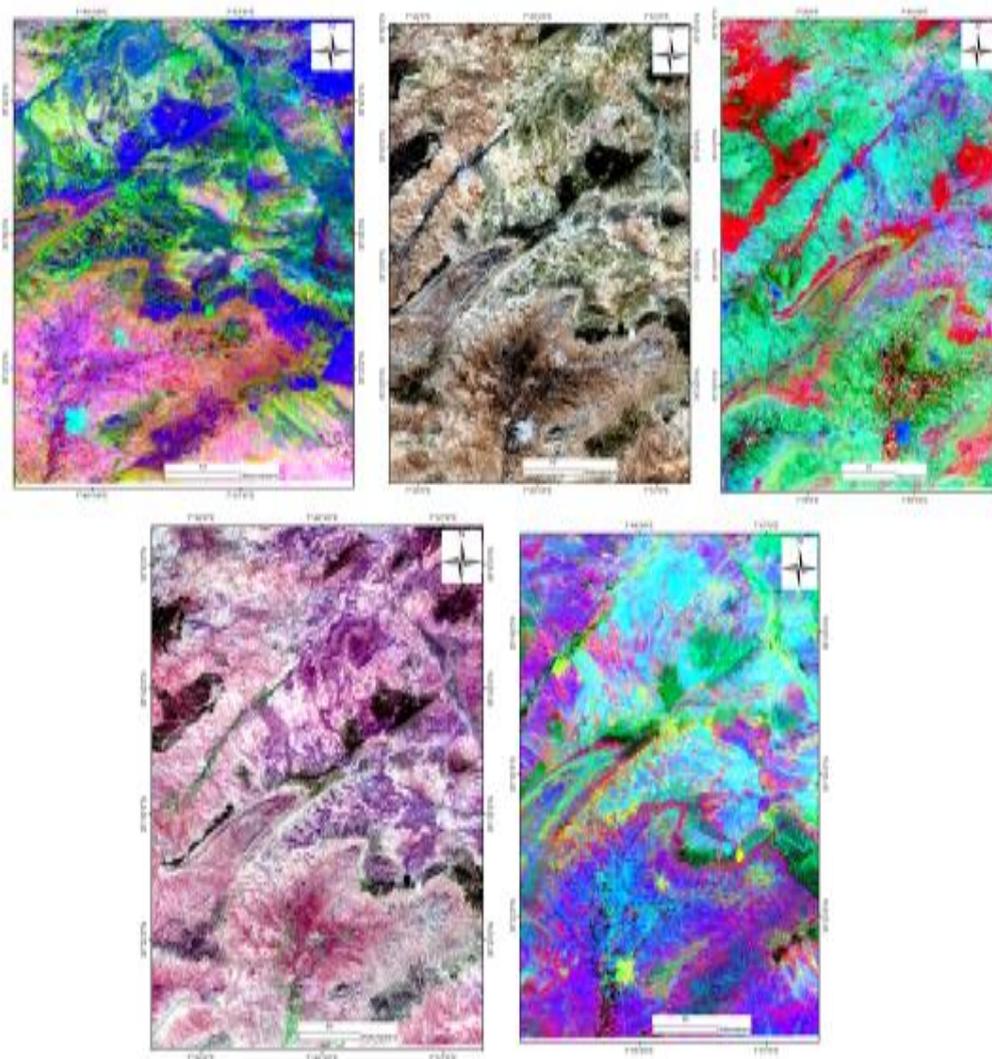


Figure 10:Combinaison de couleurs vraies Landsat 8, bandes 3-2-1 affichées en rouge-vert-bleu.

2-1-1-2 Contrôle et validation des linéaments détectés

Ensuite, les linéaments extraits ont été superposés sur des images satellites pour vérification, certains linéaments extraits ont été confirmés sur le terrain. et avec le modèle morphostructurale réalisé à partir de la photographie aérienne (fatha.2012 fig. 15), et l'esquisse tectonique de la région de Hammamet (Kowalski 2010).

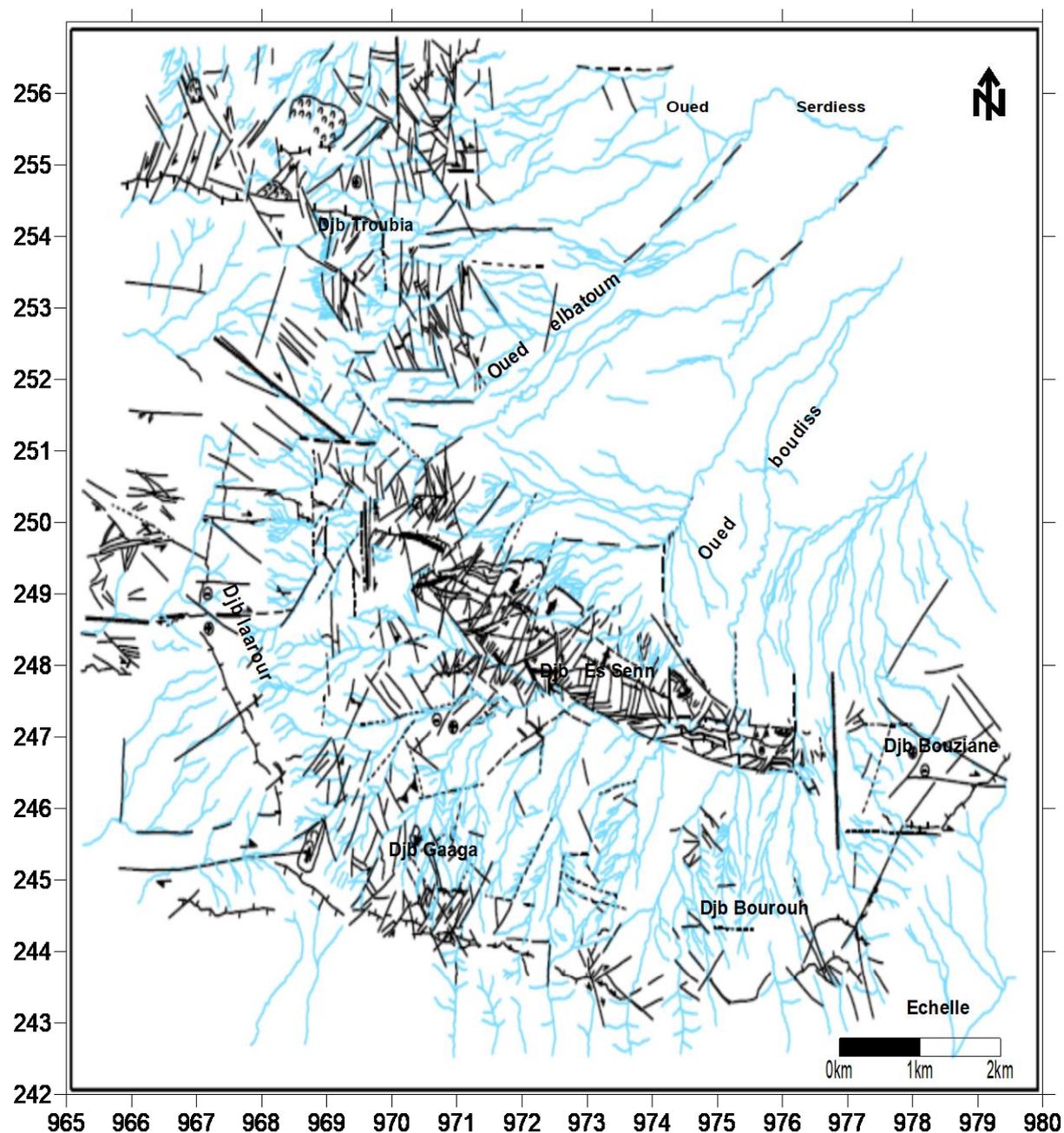


Figure 11: Model morstructural, extraction des linéaments par la photographie aérienne, Fatha2012 .

2-1-1-3 L'orientation des linéaments

Cette analyse est consacrée à l'analyse statistique des linéaments révélés à l'aide de rosace directionnelle réalisée sur le logiciel de (Rock Works 17 64 bits), fig.20, les étapes en annexe.

2-1-1- 4 Densité et connectivité des linéaments

L'orientation n'est pas le seul élément caractérisant un réseau de linéaments. La connaissance de sa densité et de sa connectivité est également primordiale. En 1999 Singhal et Gupta proposent une méthode simple pour décrire et représenter la densité des linéaments. Cette technique consiste à compter la longueur totale de linéaments par unité de surface. De la même façon, la connectivité est représentée en comptant le nombre d'intersections entre deux linéaments ou plus par unité de surface. La figure 17 représente la densité de linéaments par unité de surface.

2.2 Hydrogéologie

La région d'étude correspondant à un fossé d'effondrement, représenté par un remplissage alluvionnaire d'âge Pliocène. Ce sont des cailloutis calcaire, graviers à matrice argileuse. Le tout repose sur un substratum marneux d'âge Cénomaniens.

Le drainage est l'un des indicateurs les plus importants des caractéristiques hydrogéologiques, car le drainage, la texture et la densité sont contrôlées de manière fondamentale par la lithologie sous-jacente. En outre, le réseau hydrographique est le reflet du taux d'infiltration des précipitations (Fig18).

Dans cette partie, on va étudier la fluctuation de la surface piézométrique.

Les mesures des niveaux des eaux souterraines sont importantes pour plusieurs raisons, y compris une placette hydrographique, et la construction d'une carte piézométrique qui est nécessaire pour déterminer l'extension de l'aquifère et la direction de l'écoulement dans l'aquifère, ainsi que leur zones d'accumulation. La mesure de niveau des eaux souterraines est effectuée à l'aide d'une sonde dont le capteur est réactif à la conductivité de l'eau. Lorsque la sonde atteint le niveau de l'interface air/eau, un contact électrique est établi entre deux tiges métalliques, déclenchant un signal sonore et lumineux,(Fig. 12).



Figure 12:La sonde électrique de niveau d'eau.

La reconnaissance de la surface piézométrique de la nappe, a été obtenue par l'inventaire de 14 puits implantés dans les alluvions (Plio- Quaternaire), les points d'eau utilisés dans ce travail ont été sélectionnés à la suite de nos visites de terrain et à l'aide des fiches techniques qui incluent le nivellement par GPS, dans le cadre du réseau piézométrique de la région de Hammamet. Les profondeurs du niveau des eaux souterraines variaient entre 50 et 150 m (ANRH / Agence nationale des ressources hydrauliques de Tébessa, Algérie). La période d'observation piézométrique est relevée lors de la campagne de terrain d'étude menées en 2014. Ces mesures permettent d'établir une carte piézométrique sur ArcGis Fig19.

L'interprétation de ces surface piézométriques nous permet de connaître la forme de l'écoulement de la nappe et le sens de l'écoulement général.

2. 3 Hydrochimie

L'étude de la chimie des eaux souterraines est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères. En effet, la composition chimique des eaux souterraines dépend en grande partie du type de roche encaissante, du temps de séjour des évolutions hydrodynamiques des écoulements de la nappe, de la profondeur de la circulation et de la zone climatique.

En plus les activités de l'homme dans le domaine de l'urbanisation, de l'industrialisation et surtout les différentes activités agricoles ont une influence anthropogénique considérable sur

la qualité des eaux souterraines et des eaux de surface. Un autre facteur qui a un effet considérable sur la qualité des eaux, surtout dans les régions arides et semi-arides, qui est l'augmentation de la salinité des eaux souterraines surtout pour les aquifères superficiels, résultant du phénomène de l'évaporation (Drever, 1986, Gray, 1994 et Mazor, 1994).

L'étude géochimique que nous entreprenons, a un objectif :

- caractériser les eaux sur la base de l'hydrofaciès : cela apporte des Informations précieuses sur l'identification de la roche encaissante et sur la circulation des eaux souterraines ainsi que sur les conditions de recharge.

-caractériser les eaux sur la base de leur potabilité et des problèmes pratiques que certains paramètres hydrochimiques donnent sur chaque point d'eau.

2.3.1 Caractéristiques physico-chimiques de l'aquifère Plio-quatenaire

L'étude a été menée sur des échantillons d'eau provenant de certains puits en milieu rural dans la région de Hammamet Tébessa, ces échantillons ont également été prélevés pour des analyses géochimiques à différentes profondeurs de 14 puits de production pénétrant dans les aquifères peu profonds. Des relevés sur le terrain et des analyses chimiques ont été effectués en juin 2014. L'équipement portatif a été utilisé pour obtenir des lectures in situ de la température, du pH et de la conductivité électrique (CE). En même temps, sur le terrain avant remplissage des flacons en plastiques de 1,5 litre par mesure de sécurité, elles sont lavées trois (03) fois avec l'eau à analyser, puis remplis jusqu'au bord Pour chaque point de prélèvement. Les échantillons prélevés, soigneusement étiquetés et conservé à 4 °C dans des glacières, sont transportés au laboratoire.

Trois paramètres physico-chimiques (le pH, la température et la conductivité électrique) ont été mesurés in-situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon. à l'aide d'une valise multi paramètre de terrain dont la marque est Multi340i WTW, (Fig. 13).

Les analyses Chimique des anions et des cations des eaux souterraines du calcium (Ca^{2+}), du magnésium (Mg^{2+}), du sodium (Na^{2+}), du potassium (K^+), des sulfates (SO_4^{2-}), des chlorures (Cl^-), des bicarbonates (HCO_3^-) ont été faites dans les laboratoires de l'Université de Tébessa, aux laboratoires du Centre des Etudes et Recherches Appliquées et du Développement (CERAD) filiale de l'Entreprise Nationale du Fer et du Phosphate, aux laboratoires de Somiphos Bir ElaaterTebessa.



Figure 13: Valise multiparamètres

2.3.2 Détermination des faciès hydrochimiques

Dans le but de bien identifier les faciès hydrochimiques et d'avoir une indication sur l'aspect qualitatif des eaux souterraines, la représentation graphique des résultats d'analyses s'avère un outil inévitable. Pour atteindre cet objectif, on a eu recours au diagramme de Piper.

La réalisation de ces diagrammes a été faite en utilisant le logiciel DIAGRAMME (Simler, 2004) et PHREEQC (Parkhurst et Apello, 1999). Le diagramme de Piper permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eaux. Il est composé de deux triangles permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique et d'un losange synthétisant le faciès global. Les nuages de points concentrés dans un pôle représentent pour les différents échantillons la combinaison des éléments cationiques et anioniques. Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux lorsque la minéralisation augmente ou bien pour indiquer les types de cations et anions dominants et pour distinguer des groupes d'échantillons.

2.3.3 Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques).

2.3.3.1 Equilibres chimiques et indices de saturation

L'indice de saturation calculé exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche.

L'indices de saturation exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (Drever, 1997).

Le degré de saturation peut être évalué à partir de l'équation suivante :

$$SI = \log (KIAP / Ksp) \quad / \quad KIAP = \text{produit d'activité ionique des ions}$$

Ksp produit de solubilité du minéral

SI : indice de saturation

Si $SI < 0$, l'eau est sous-saturée par rapport à un certain minéral, ce qui signifie que l'eau est encore capable de dissoudre ce minéral spécifique ;

Si $SI > 0$, l'eau est sursaturée par rapport à ce minéral et le minéral précipitera;

Si $SI = 0$, l'eau est en équilibre.

L'utilisation du programme du Pheereq nous a permis de calculer les indices de saturation de la calcite, de l'aragonite, de la dolomite, du gypse, de l'anhydrite, et de l'halite.

L'objectif principal des indices de saturation est d'évaluer les activités ioniques sous les conditions de température et des forces ioniques prévues.

2.3.3.2 Processus d'interaction eau-roche

L'érosion et l'altération des roches résultent d'actions physiques et chimiques. Les réactions de dissolution des roches par l'eau constituent l'altération chimique. Généralement, l'action de l'eau porte sur les minéraux de la roche plus que sur la roche totale.

Dans les zones de dépôts et de sédimentation s'associent également des processus physiques et chimiques ; ces derniers sont des processus de précipitation de minéraux à partir d'ions en solution.

Contrairement aux réactions acide-base pour lesquelles l'équilibre est toujours atteint, les réactions de dissolution-précipitation n'atteignent pas toujours l'état d'équilibre, on aura donc :

- soit à vérifier l'équilibre pour une eau naturelle connue- on définira pour cela un degré de saturation par rapport à un minéral
- soit à prévoir quelle serait la composition d'une solution à l'équilibre avec un minéral.

Beaucoup de minéraux des roches sont formés d'un anion à caractère basique : il y'aura interdépendance des réactions acide-base et des réactions de dissolution-précipitation.

La dissolution-précipitation de beaucoup des variétés de minéraux qui existent dans la région d'étude (carbonates, évaporites, les oxydes de fer, les alumino-silicates...etc.), sera étudiée en détail, dans cette partie nous essayerons également de voir l'équilibre du système carbonaté avec l'atmosphère.

$$p\alpha = - \log \alpha = 59.193 - 3453/T - 18.65 \log T \text{ avec } T \text{ en Kelvin.}$$

Il faut noter que $[H_2CO_3]$ représente en fait la concentration totale de tous les formes de CO_2 anhydres ou hydratées.

$$[H_2CO_3] = [CO_2] + \Sigma [CO_2 + n H_2O]$$

Pour une eau de surface à 25°C on aura à l'équilibre :

$$[H_2CO_3] = 10^{-1.46} * 3,610^{-4} = 1.24 * 10^{-5} \text{ mol/kg} = \text{Cste}$$

Si on mesure la pression partielle de CO_2 , (pCO_2) dans une eau de surface, on s'aperçoit qu'elle est quelquefois très différente de la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère.

L'échange de CO_2 entre solution aqueuse et phase gazeuse est un processus lent, beaucoup plus lent que la photosynthèse ou la respiration des organismes vivants qui peuvent modifier la pression partielle de dioxyde de carbone dans n'importe quelle eau.

Généralement les calculs de CO_2 partiel, donnent une bonne approximation de la situation d'une eau à l'équilibre avec l'atmosphère surtout quand les phénomènes biologiques ne sont pas très intéressants.

2.3.3.4. Solubilité des carbonates de calcium (calcite et aragonite)

Les carbonates de calcium sont les constituants essentiels des roches calcaires dont la masse Totale est estimée à 2.1020 kg, ce qui représente environ 16% de la masse totale des sédiments. Les carbonates de calcium existent dans la nature sous deux formes : calcite et aragonite.

- la calcite $CaCO_3$ est composée d'un ion inactif Ca^{2+} est d'un ion basique actif CO_3^{2-}

La dissolution de la calcite est en fonction de la constante de solubilité (K_{sp}) qui est définie par

l'équation suivante :

$$K_{cal} = a_{Ca^{2+}} + a_{CO_3^{2-}} = 10^{-8.48} \text{ à } 25^\circ \text{ C (Plummer et Busenberg, 1982)}$$

- l'aragonite $CaCO_3$ est le polymorphe le moins stable de tous les carbonates de calcium à une pression de 1 atm, il est souvent moins soluble par rapport à la calcite. Sa constante de solubilité est :

$$K_{cal} = a_{Ca^{2+}} + a_{CO_3^{2-}} = 10^{-8.34} \text{ à } 25^\circ \text{ C (Plummer et Busenberg, 1982)}.$$

2.3.4 Composition isotopique des eaux souterraines

les circuits hydrogéologiques sont souvent longs, complexes et quelquefois profonds. la connaissance détaillée de ces circuits et de leur fonctionnement est indispensable pour en assurer une gestion optimale. une bonne connaissance du circuit nécessite de répondre aux interrogations sur l'origine de l'eau dans l'espace (où ?), et dans le temps (quand ?).

Les méthodes isotopiques se prêtent remarquablement bien à ce genre d'études.

En hydrogéologie, l'utilisation des isotopes repose sur leurs qualités de traceurs des espèces chimiques auxquelles ils sont intrinsèquement liés.

Les différents isotopes les plus utilisés en hydrogéologie sont d'une part les isotopes de la molécule d'eau (l'oxygène 18, le tritium et le deutérium) et d'autre part les isotopes des espèces dissoutes (le carbone 14 et le carbone 13) du carbone inorganique.

Les isotopes stables nous permettront de connaître une caractéristique spatiale (altitude de recharge, ...) et les isotopes radioactifs, un facteur temporel (âge, ...).

2.3.4.1. Domaine d'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique

Les applications des traceurs environnementaux se sont diversifiées durant ces trois dernières décennies. Parmi celles-ci, on peut noter l'analyse de la recharge des nappes d'eaux souterraines, leur datation ainsi que l'estimation de leur contribution au débit des rivières et leurs interactions avec l'eau provenant d'autres sources. Les principaux domaines d'application des techniques isotopiques peuvent être résumés dans le tableau 04 :

Tableau 4 : Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie.

	Précipitations, eaux de surface	Eaux souterraines
Domaine d'application	<ul style="list-style-type: none"> - Origine et mode de formation des précipitations, - Décomposition d'hydrogramme 	<ul style="list-style-type: none"> - Recharge (qualitative et quantitative) - Localisation des zones de recharge - Relations entre eaux de surface et eaux souterraines - Drainance et mélange entre aquifères - Mécanisme de salinisation - Estimation des temps de transit (« âge » des eaux) - Information paléoclimatique

A / Les isotopes stables dans les précipitations

L'étude des teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) des pluies permet d'en déterminer l'origine et le mode de formation. En effet les variations de teneur dépendent des facteurs météorologiques et climatologiques.

La composition isotopique des précipitations mesurée au sol résulte (Clark et Fritz, 1999) :

- de conditions environnementales tel l'effet de continentalité, la latitude, l'altitude ;
- de paramètres météorologiques locaux, tels la température, l'humidité relative,

- de caractéristiques du système pluviogène, telles l'effet de masse et la structure et le type de nuage.

B / L'identification de l'origine des eaux souterraines, de leurs mélanges et des causes de leur salinité

Les aires de recharge des nappes sont déterminées grâce à l'effet d'altitude que subissent les teneurs en isotopes stables. On part du principe de l'existence de gradient de température et de gradient isotopique: la température diminue avec l'altitude et le milieu aqueux s'enrichit en isotopes stables avec la température.

En définissant le gradient de température (**a**) comme la variation de température avec l'altitude et (**b**) la variation de la teneur en ^{18}O avec la température, on a :

$$\delta t / \delta h = -a$$

$$\delta^{18}\text{O} / \delta t = b$$

De ces deux relations on tire un gradient d'altitude $\delta^{18}\text{O} / \delta h = -a*b$

On peut établir le gradient d'altitude régional à l'aide de stations pluviométriques ou de petites sources étagées en altitude dont on a déterminé l'altitude moyenne du bassin versant. Cette dernière approche est d'autant plus intéressante qu'elle permet d'intégrer la pluviométrie moyenne annuelle.

Les systèmes multicouches complexes soumis à des champs de potentiels verticaux favorables aux mélanges par drainance descendante ou ascendante, peuvent être connus grâce aux isotopes stables à condition que chaque niveau aquifère soit bien individualisé et nettement différencié isotopiquement.

Le rôle hydraulique des accidents structuraux et notamment des failles, est facilement mis en lumière : c'est le cas par exemple des aquifères superposés de la région de Ouargla (Sahara septentrional) : au droit des grands accidents méridiens qui recoupent toutes les séries, on retrouve exactement les mêmes teneurs en isotopes stables dans la nappe profonde artésienne, que dans la nappe intermédiaire et dans la nappe phréatique (Fontes, 1989).

Ces méthodes isotopiques ont aussi donné la possibilité d'effectuer des études qualitatives de contamination des nappes souterraines ainsi que de l'origine de leur salinisation.

2.3.4.2. Les isotopes stables utilisés

Les isotopes naturels les plus utilisés sont les isotopes stables : hydrogène lourd ou deutérium (^2H) et l'oxygène 18 (^{18}O) qui sont des constituants de l'eau naturelle et sont de ce fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau.

Principalement, les méthodes de traçages isotopiques se basent sur le fait que la composition isotopique de l'eau contenue dans les aquifères est différente de celle de l'eau de pluie. On considère alors que l'eau contenue dans les sols est de l'eau "ancienne" tandis que l'eau de pluie est dénommée eau "nouvelle".

Il est alors possible de déterminer les contributions d'eau ancienne et d'eau nouvelle d'un débit mesuré Q en rivière à l'aide d'un système de deux équations à deux inconnues :

$$Q = Q_a + Q_n$$

$$\delta \cdot Q = \delta_a \cdot Q_a + \delta_n \cdot Q_n$$

Avec (δ_n) teneurs en isotopes de la pluie ; (δ_a) celles de l'eau du sol ; (δ) celles de l'eau de la rivière ; Q le débit de la rivière.

En mesurant les différentes concentrations ainsi que le débit total, il est alors possible de déterminer la part contributive de chaque compartiment (exemple de la décomposition de l'hydrogramme):

$$Q_a = Q \cdot \frac{\delta - \delta_n}{\delta_a - \delta_n}$$

$$Q_n = Q - Q_a$$

2.3.4.3. Variation de la composition isotopique moyenne des eaux

On étudie la concentration en isotopes stables par rapport à une référence qui est la teneur moyenne de l'isotope considéré dans les eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On calcule ainsi le « delta », pour un élément donné, entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui d'un standard (SMOW), exprimé en pour mille ; actuellement on utilise le standard de l'AIEA de Vienne ou VSMOW.

Pour les pluies, il existe une relation linéaire entre la concentration en Oxygène 18 et la concentration en deutérium. Cette relation exprime la droite des eaux météoriques, qui à l'échelle mondiale (Craig, 1961), s'établit comme suit :

$$\delta^2\text{H} = 8. \delta^{18}\text{O} + 10$$

L'analyse au niveau local de la relation entre oxygène 18 et deutérium permet de mettre en évidence des eaux qui ont subi un processus d'évaporation. L'intersection de cette droite avec la droite des eaux météoriques donne ainsi la possibilité de déterminer la composition isotopique de l'eau avant son évaporation.

2.3.4.4. Caractéristiques du signal « ENTREE »

Le manque des données isotopiques des précipitations qui est une vraie lacune dans l'hydrogéologie Algérienne, nous a amener à utiliser ,comme référence, les teneurs mesurées au niveau des laboratoires de l'hydrologie isotopique de l'agence internationale de l'énergie atomique, disponibles sur le site internet (www.isohis.iaea.org), des stations du réseau GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) implantées en Tunisie à savoir la station de Tunis-Carthage (1968–2001) et la station de Sfax (1992–2001),ces deux stations sont distantes d'environ 250 km par rapport à la région étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde. Une troisième station du réseau GNIP, implanté ça ne fait pas longtemps à Alger (1998-2001), située à environ 700 Km au Nord-Ouest par rapport à notre région d'étude, a été également utilisée (Tableau.05)

Les trois stations sont influencées par le climat méditerranéen où les pluies sont riches en oxygène-18 (-3.8 ‰ pour Tunis,-4.4 ‰ pour Sfax et -3.25 ‰ pour Alger).

Tableau 5: Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A.

Stations	Altitudes	Latitudes	Longitudes	δO^{18}	δ^2H
Tunis Carthage	4 m	36.83	10.23	-3.9	-20.1
Sfax	23 m	34.43	10.41	-4.4	-24.7
Alger.CN	180 m	36.78	03.05	-3.25	-23.5

L'exploitation de ces données fournies par l'A.I.E.A, nous a permis d'apporter des corrections sur l'interprétation de nos résultats et de bien comprendre les conditions de recharge de l'aquifère Plio-quaternaire par rapport au signal de pluies disponible.

Pour cette étude, nous avons utilisés les résultats des travaux de recherche établis par Celle-Jeonatan, H et al (2001), sur la caractérisation isotopiques des pluies en Tunisie. Nous disposons donc des données de deux stations :

- celle de Tunis-Carthage, une station de l'AIEA où il existe relativement une longue chronique de mesure isotopique (1968–2001).
- celle de Sfax, pour une période d'observation de 6 ans (1992-1998).

Ces deux stations sont relativement proches de la région d'étude, elles sont distantes d'environ 250 km par rapport à notre site d'étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde.

La droite météorique locale à Tunis et Sfax a été déterminée (figure.35) pour la période comprise entre septembre 1992 et novembre 1998 :

$$\delta^2\text{H} = (6,4 \pm 0,5) \delta^{18}\text{O} + (5,2 \pm 1,7)$$

Tunis (1992–1998, n= 26)

$$\delta^2\text{H} = (6,7 \pm 0,3) \delta^{18}\text{O} + (3,5 \pm 1,3)$$

Sfax (1992–1998, n = 45)

Les valeurs isotopiques moyennes pour Tunis ($-3.9 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, $-20.1 \delta^2\text{H} \text{ ‰}$) sont supérieures à celles de Sfax ($-4.4 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, $-24.7 \delta^2\text{H} \text{ ‰}$) pour la même période de mesures commune 1993- 1998 (Tableau. 05). La différence de contexte météorologique de Sfax et de Tunis permet d'expliquer cette variabilité.

Les pentes des droites locales de Tunis et de Sfax sont très proches pour la même période de mesures ; nous considérons donc cette période comme représentative du signal pluie.

2.3.4.5. Composition isotopique des eaux souterraines

2.3.4.5.1. Echantillonnage

Afin de dresser une image isotopique généralisée de l'aquifère Plio-quaternaire, nous avons procédé à une étude isotopique sur 14 échantillons d'eau souterraine, répartis sur toute la région d'étude. les isotopes stables ont été analysés aux laboratoires de l'université de Montpellier France ,Juin 2014. Avec un spectromètre a masse.

Concernant cette première phase qui a marqué cet ambitieux « programme isotopique », le nombre de points analysé pour l'oxygène-18 et le deutérium est relativement restreint (Tab.06) .Les teneurs obtenues ne peuvent pas être représentatives pour tout l'aquifère, mais elles permettent d'avoir une première approche.

Tableau 6 : Teneurs en oxygène-18 et deutérium de quelques points d'eau de l'aquifère Plio-Quaternaire.

Echantillons	Puits et sources	Z, m	dO ¹⁸	dH ²
1	La source de Bouakous	950	-8.12	-51.75
2	Oued Bouakous	910	-8.13	-51.30
3	La source de Ammacha	1000	-7.79	-51.05
4	P1	909	-7.96	-47.44
5	P2	883	-7.94	-52.38
6	P3	985	-7.81	-51.60
7	P4	850	-7.86	-55.23
8	P5	850	-7.86	-49.32
9	P6	885	-7.61	-49.11
10	La source de Gaagaa	1200	-8.03	-52.92
11	P7	840	-7.46	-50.41
12	P8	869	-7.93	-52.63
13	P9	870	-7.40	-48.25
14	P10	860	-7.35	-51.10

RÉSULTATS ET DISCUSSION

3. Résultat et discussion

3-1 Cartographie des linéaments structuraux

L'analyse de certaines images traitées a permis de mettre en évidence de nombreux accidents géologiques. La fig. 14 présente les résultats d'extraction des linéaments à partir de l'image DEM et par la méthode Hillshade. La carte de linéaments établie nous a permis de mieux comprendre la structuration complexe et particulière de la région de Hammamet.

Le relevé de toutes les discontinuités images sur l'ensemble des images traitées a permis de dresser la carte des linéaments détaillés de la zone d'étude, Fig. 15.

L'exploitation de la carte du relevé détaillé des linéaments permet d'élaborer de nombreux fichiers thématiques tels que la densité de fracturation et l'orientation des linéaments, etc... Au sein d'un système d'Information Géographique (SIG), ces couches thématiques sont intégrées et associées à d'autres informations de nature diverse dans la perspective d'une modélisation

Hydrogéologique.

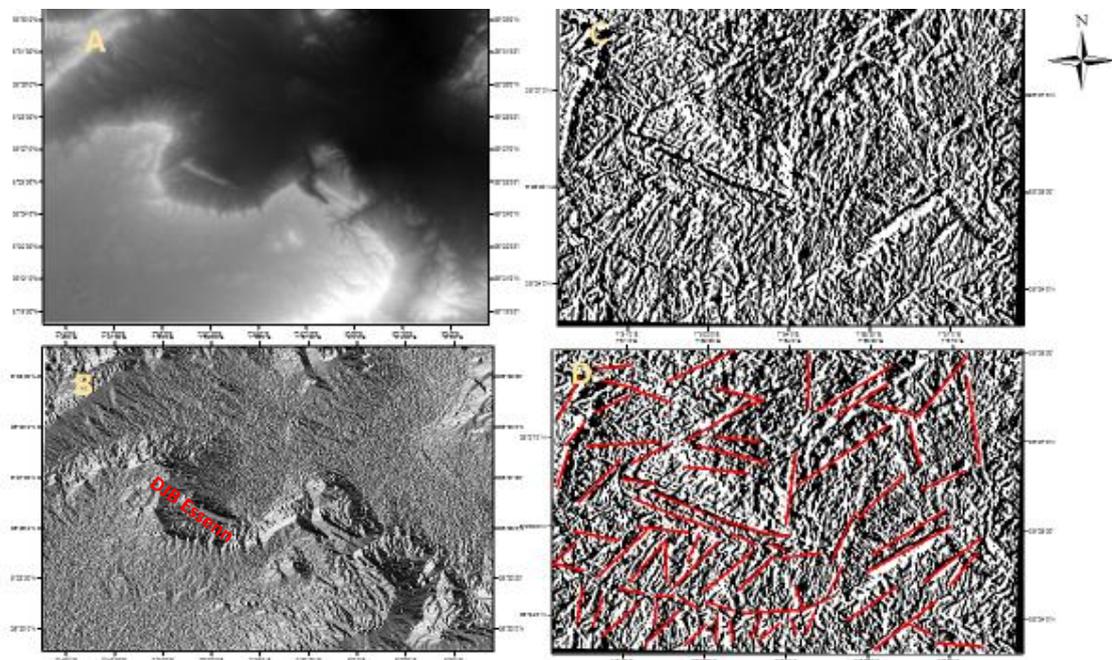


Figure 14:extraction des linéaments par la méthode Hillshade(A) Image DEM, (B) Image Hilshade,(C,D)Image Hilshade après l'extraction des linéaments

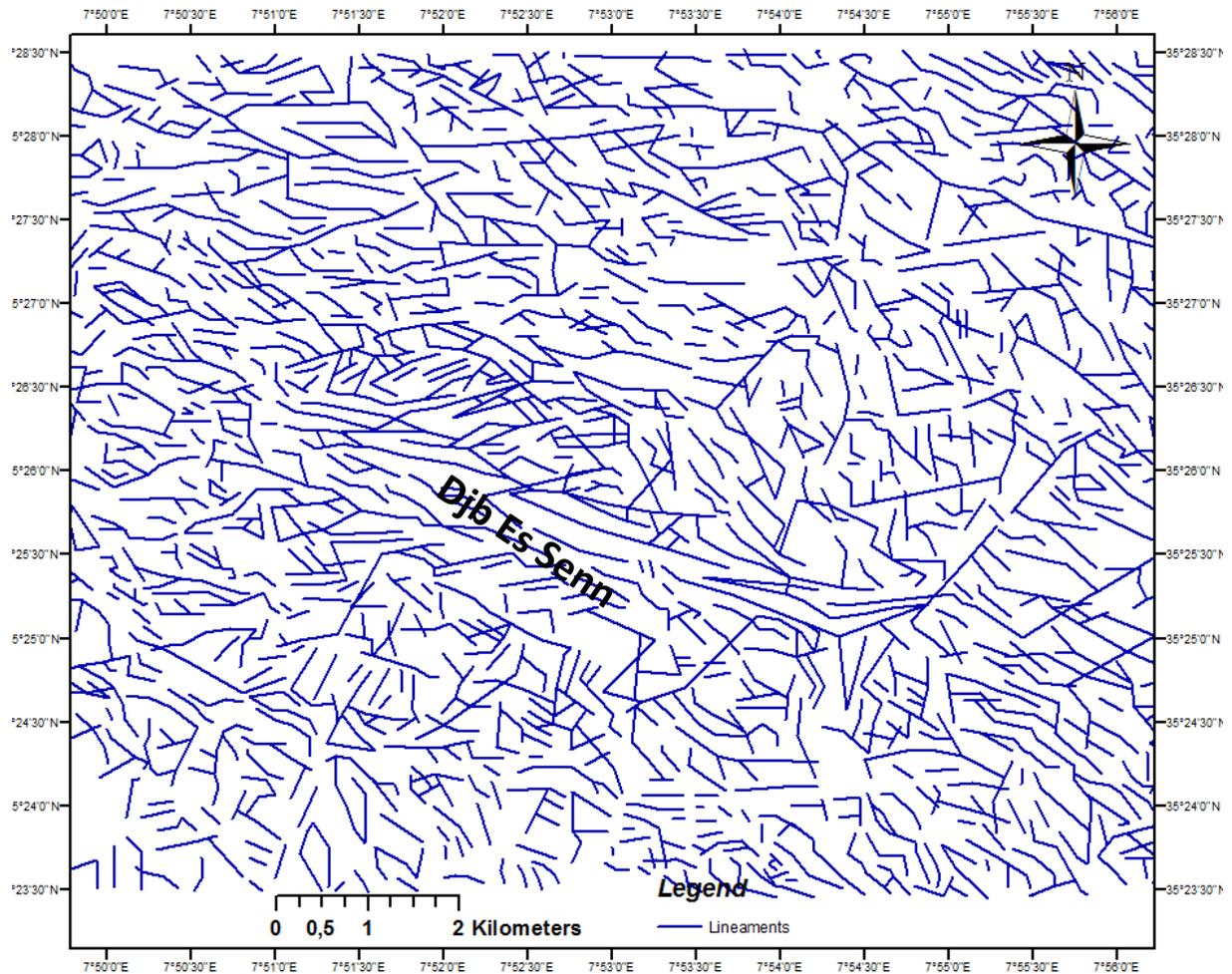


Figure 15: Extraction des linéaments(failles ,routes, réseau hydrographique) avant la validation

3-2.Validation de la carte de fracturation

La validation de la carte détaillée des linéaments est une étape très importante qui conditionne l'utilisation de la carte pour les prospections hydrogéologiques futures. Elle permet d'attribuer à l'ensemble des linéaments retenus, la validation de la carte de fracturation est basée sur les travaux antérieurs réalisés dans cette (carte morphostructurale établie à partir de la photographie aérienne (fig.11), l'esquisse tectonique (Kowalski 2002), et celle issue des images Landsat (Fig. 10).

3-3 .L'orientation des lineaments

Cette analyse montre que les linéaments sont orientés dans quatre grandes familles directionnelles NE-SW-E-W-NW-SE –N-S et les directions NE-SW et E-W sont les plus dominantes. Ces linéaments sont classés par ordre d'importance :

- La famille Nord Est – Sud-Ouest
- La famille Nord-Ouest – Sud Est
- La famille Est – Ouest
- La famille Nord – Sud

La famille Nord Est – Sud-Ouest et Nord-Ouest –Sud Est

Il s'agit d'une famille directionnelle caractérisée par un style tectonique de type régional. Dans la région d'étude, ces accidents sont très remarquables, bien développés surtout à Djebel Es Senn et prédominent la structure. Ils présentent des zones de broyage particulières ou nous avons pu observer la présence de coulées à blocs.

Une grande concentration au niveau du Djebel Es Senn, où on note une équidistance entre les linéaments très réduite.

La famille NE- SW est remarquable au niveau du fossé de Hammamet. En effet, une série de linéaments parallèles recoupent l'Oued Boudiss et Oued Serdies se prolonger au-delà du fossé vers le NE et vers le SW, (photo.01).

La famille NW SE **est** caractérisée par des accidents parallèles aux axes principaux de plis de la région d'étude, (photo02).Un couloir qui présente des accidents en relais de directions différentes NW-SE vers Djebel Gourigueur, et NE-SW vers Djebel Essen.

Dans la région de Djebel Es Senn, on note une très grande densité de fracturation de différentes orientations (NE-SW, NW-SE),(photo.1,2) .

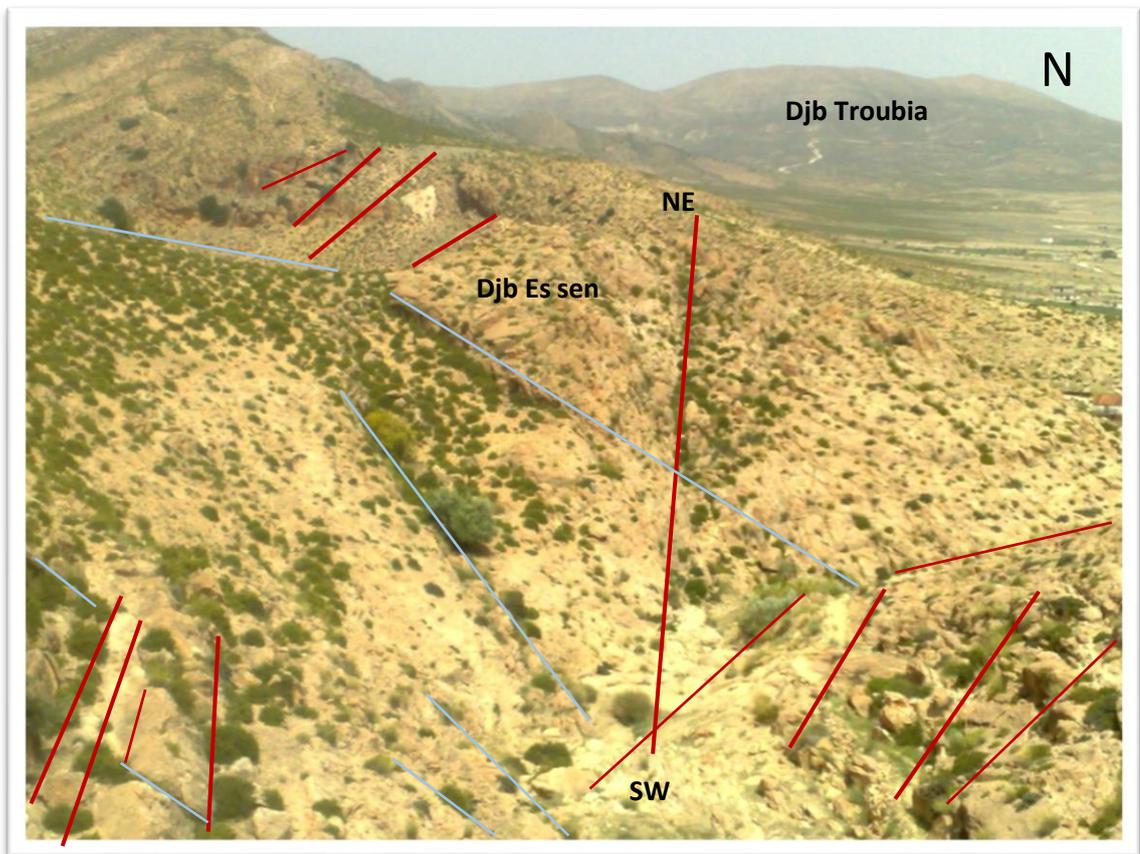


Photo. 1 : faille de direction NE-SW et NW-SE au sein de Djb Es senn

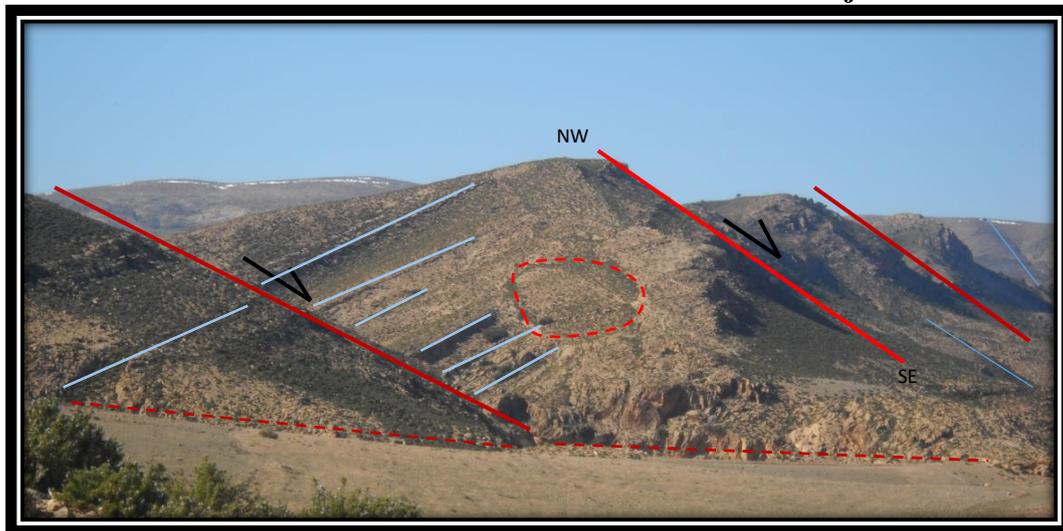


Photo 2 : faille de direction SW-NE et NW-SE Djb Esenn

La famille Est – Ouest

Cette famille est représentée spécialement par les accidents $N90^{\circ}E$, $N85^{\circ}E$ et $N100^{\circ}E$, au niveau des Djebels Es Senn, Troubia.

Ces accidents délimitent Djebel Es Senn dans ses bordures Nord et Sud.

Les accidents orientés N80° E et N100° E sont répartis sur l'ensemble de la carte mais leur concentration est nettement observée sur les piémonts des Djebels Es Senn, Troubia, Laarour et Gaagaa. Cette famille est caractérisée par :

- accidents de grandes envergures pouvant atteindre 2,1 km dans la partie Nord du synclinal de Troubia. La limite inférieure de ce couloir serait liée à l'abaissement brutal de l'axe de l'anticlinal de Serdies.

- Présence d'un ravinement intense.

La zone d'intersection de ces deux directions semble provoquer un fléchissement de la direction N-S, vérifiable sur la carte hypsométrique. Par ailleurs, les Oueds Goussa et Soltane prennent la même direction N- S à l'intérieur de cette zone.

- On admet l'hypothèse de l'ancienneté de cette direction E-W dans toute la région ainsi que le rejeu de plusieurs segments.
- Ces accidents traversent les terrains Plio-quaternaire près de l'Oued Serdies et de l'Oued Boudiss, (fig.07)
- Les terrains instables développés au Nord Est de Djebel Es Senn sont encadrés probablement par des accidents E-W qui évoluent jusqu'au Djebel Troubia.
- Le réseau hydrographique représente l'élément morphologique le plus important de la mobilité des accidents tectoniques. Il est marqué par des angularités brutales très importantes de direction E-W (Oued Serdies).

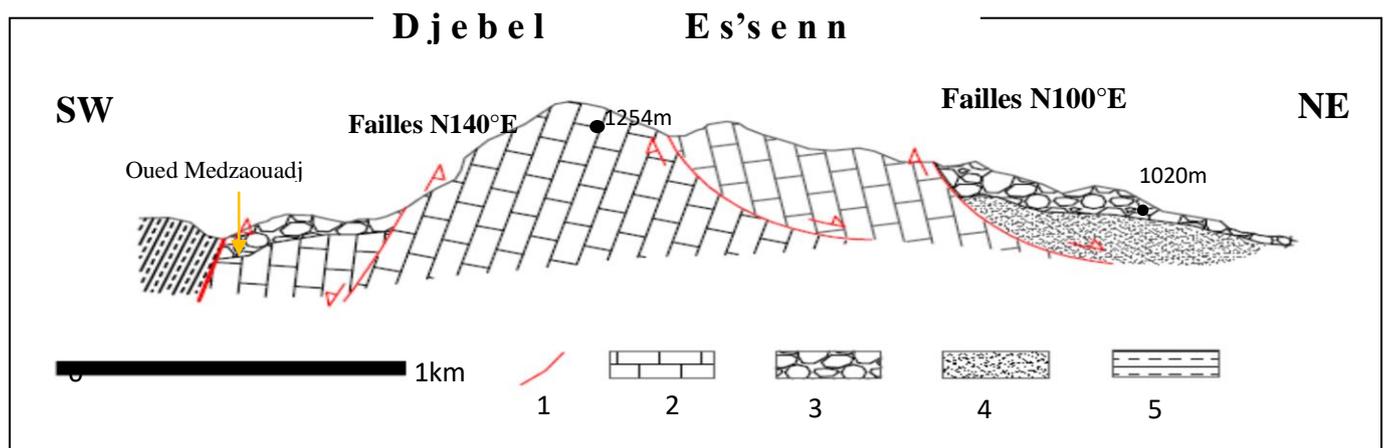


Figure 16: coupe synthétique faite sur la terminaison septentrionale du Djebel Es'senn (1 : faille ; 2 : calcaire crétacé (Turonien) ; 3 : colluvions ; 4 : terrasse alluviale quaternaire ; 5 : marne cénomanién.) (Réalisé par Chelih Fatha 2011).



Photo 3 : faille de direction E –W .

Les joints de stratifications apparaissant dans les formations carbonatées du crétacé, qui sont rarement ouverts, leur grand nombre permet cependant de considérer qu'ils livrent passage à des quantités importantes d'eau, aussi bien à l'affleurement qu'en profondeur.

Des diaclases découpent généralement les formations carbonatées, leur densité varie selon le lieu et l'assise considérée.

Dans la zone d'étude on a pu observer des diaclases à densité élevée, généralement remplis par la calcite de directions prédominantes N-S et $N80^{\circ}E - N100^{\circ}E$ (E-W), et $N30^{\circ}E - N45^{\circ}E$ (NE-SW).

En général, les diaclases assurent surtout la perméabilité dans les assises carbonatées ou les eaux de pluies peuvent pénétrer et transiter rapidement.

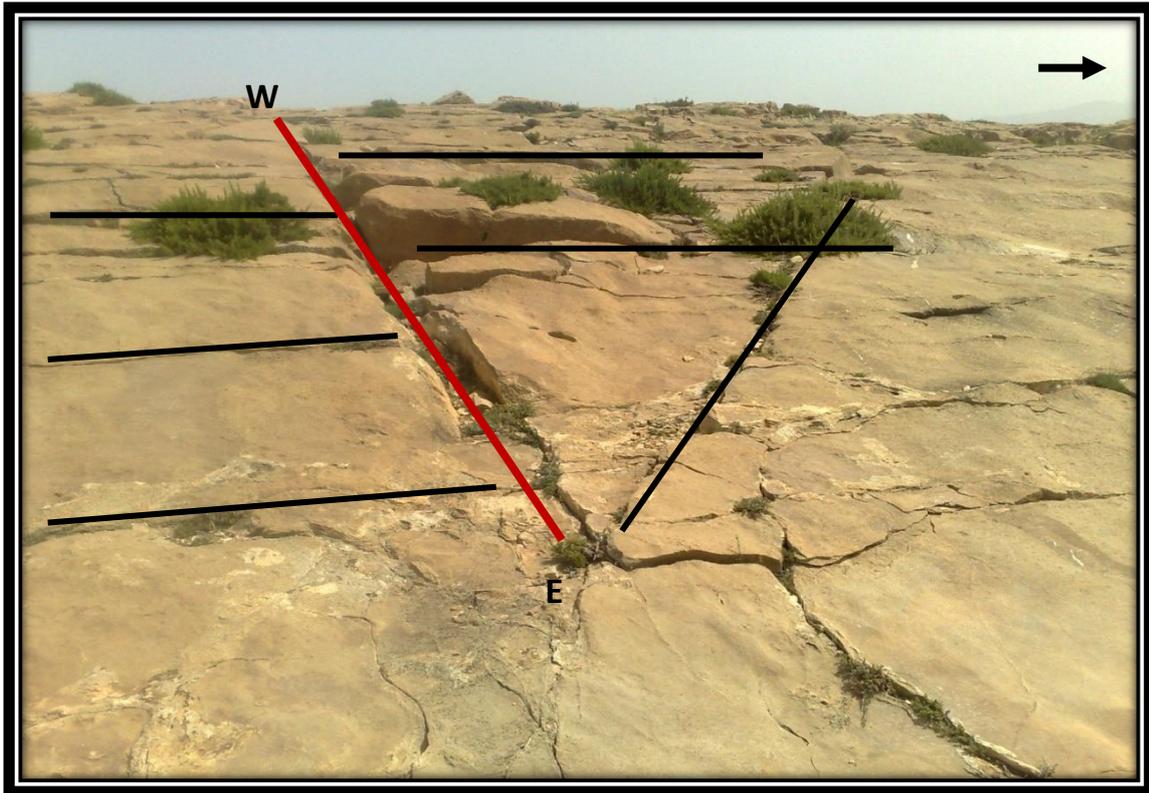


Photo 4 : faille de direction W-E



Photo 5 : Diaclase (ouverture vide) de direction W-E

Cette famille N-S est représentée beaucoup plus par les accidents N-S et N5° E, aux Djebels Troubia, Es Senn, et Gaaga. Elle se distingue par :

- ✓ Une série d'accidents parallèles à subparallèles N-S et N5° E. Certains accidents ont une étendue importante en surface (2Km, 3Km, ...).
- ✓ La présence d'un réseau dense de fracturation sur la ligne de partage des eaux au niveau de Djebel Troubia, (photo.07)
- ✓ Un faisceau de direction N-S souvent en échelons, rarement en relais, s'étend de la région septentrionale de Dj Essen à Draa Mhazilha, est caractérisé par des étendues variables en surface d'ordre kilométrique.
- ✓ A Djebel Es Senn la direction N-S reste spécifique et exclusive pour les formations du Turonien supérieur.

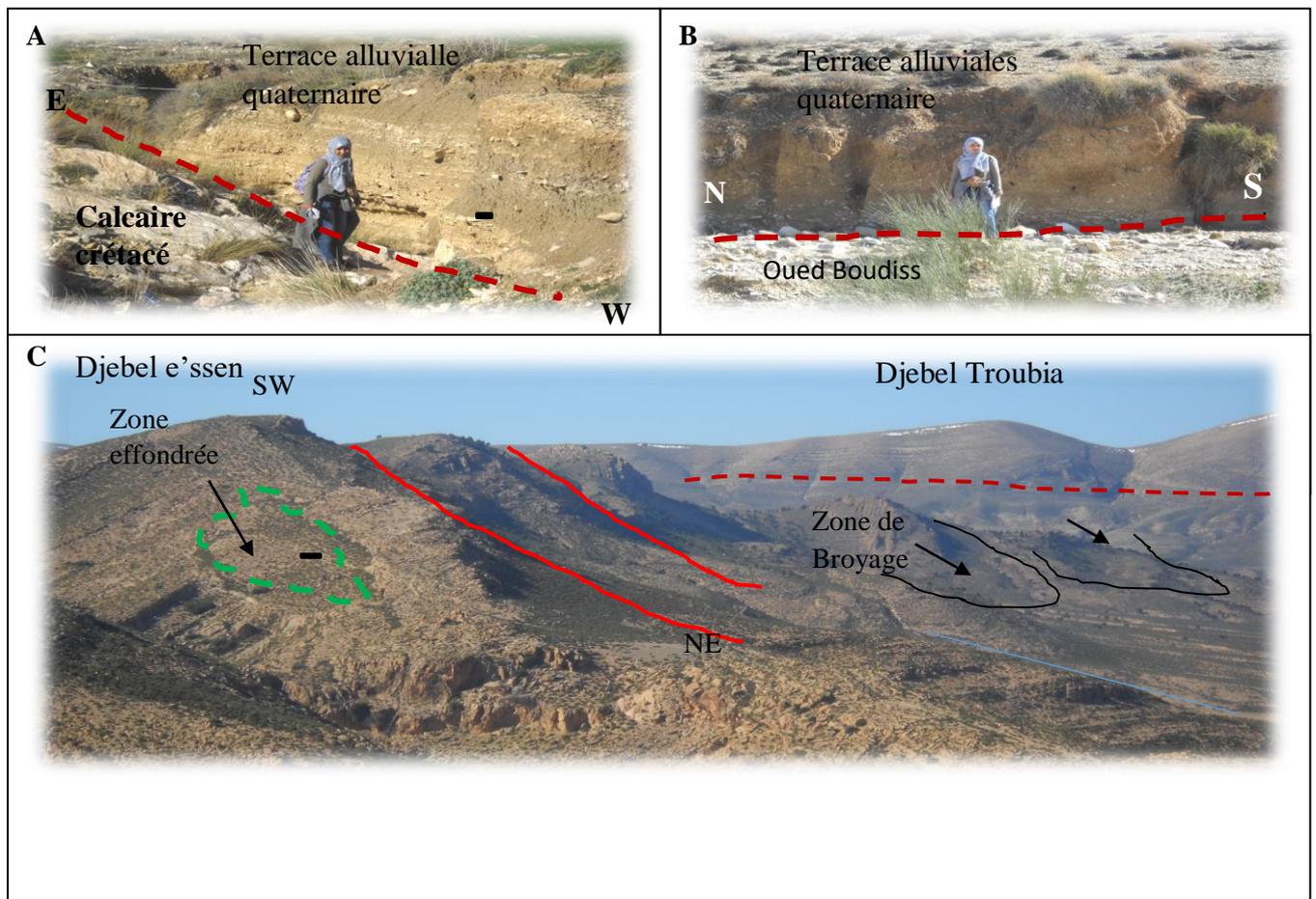


Photo 7 : accidents très développés dans les massifs de djebel Es Senn, et Troubia, et manifestés par des zones de broyage particulières.

Un couloir caractérisé par un développement de formes karstiques au niveau de Djebel Es Senn (photos 08).

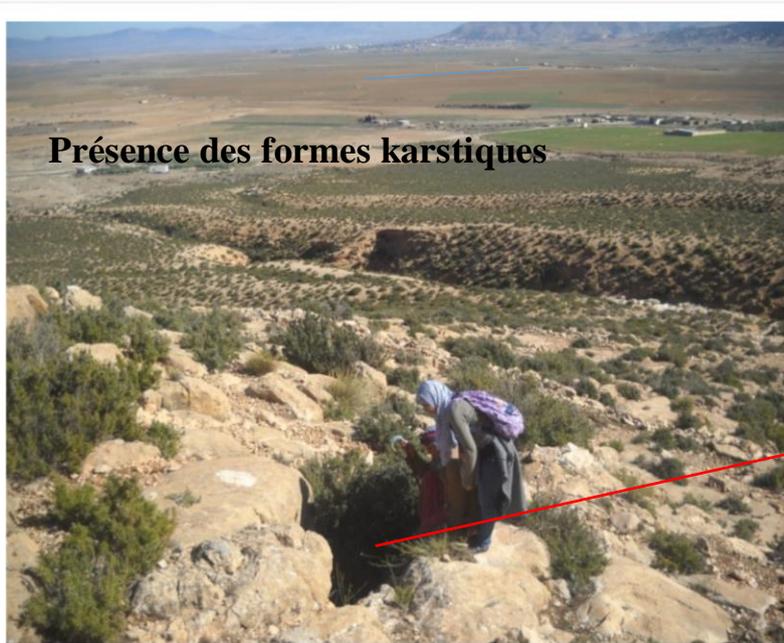


Photo.08.La présence des zones karstifiées au niveau de Djb Es Senn.

3-4. Densité de lineament

La figure 17 montre que la fracturation la plus dense est principalement localisée au niveau de Djebel Essen et de djebel Troubia, le long de la bordure de la plaine d'Elhammamet

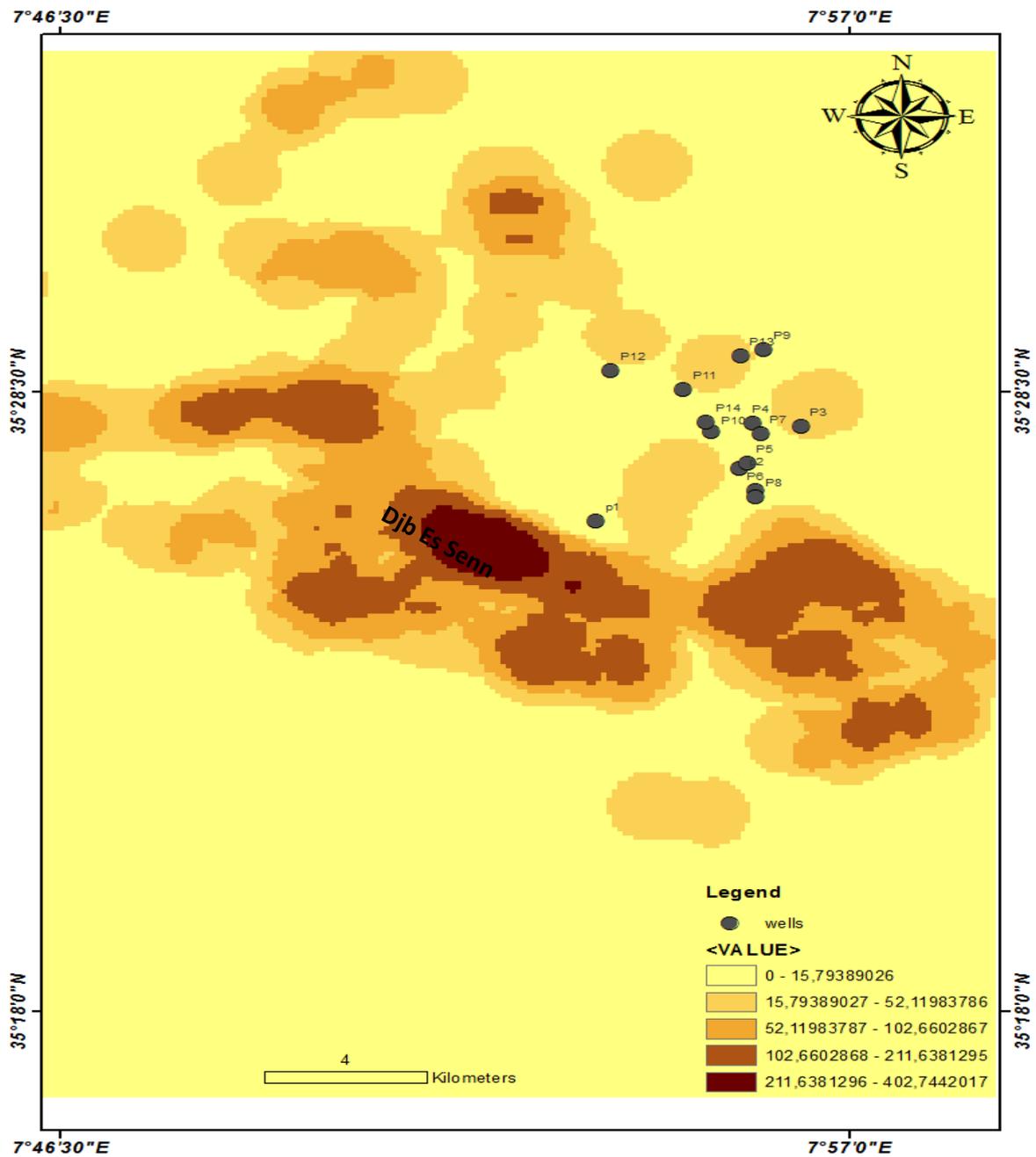


Figure 17: la densité de linéaments par unité de surface, le modelé de densité de fracturation

3-2 Hydrogeologie

Nous avons pris en considération que l'ensemble de l'aquifère Plio-quaternaire constitue un ensemble communicant unique, pour lequel nous allons tenter d'identifier les paramètres hydrodynamiques de la circulation générale en nous fondant sur la piézométrie.

Nous disposons pour ce faire de toutes les valeurs de niveaux piézométriques relevées lors de la campagne de terrain d'étude menées en 2015.

Les formes du réseau hydrographique constituent un bon révélateur pour la détermination de la disposition actuelle des réseaux hydrographiques. Cependant, les Oueds de Serdiess et de Boudiss sont deux meilleurs exemples contrôlés essentiellement par la nature lithologique des terrains traversés et la tectonique, (fig.18).

Nous avons construit plusieurs surfaces piézométriques, pour les différentes campagnes de terrain, en utilisant un interpolateur linéaire pondéré par l'inverse des distances. Dans notre étude nous avons pris une carte représente la période d'observation ; les résultats sont présentés sur les figures 19.

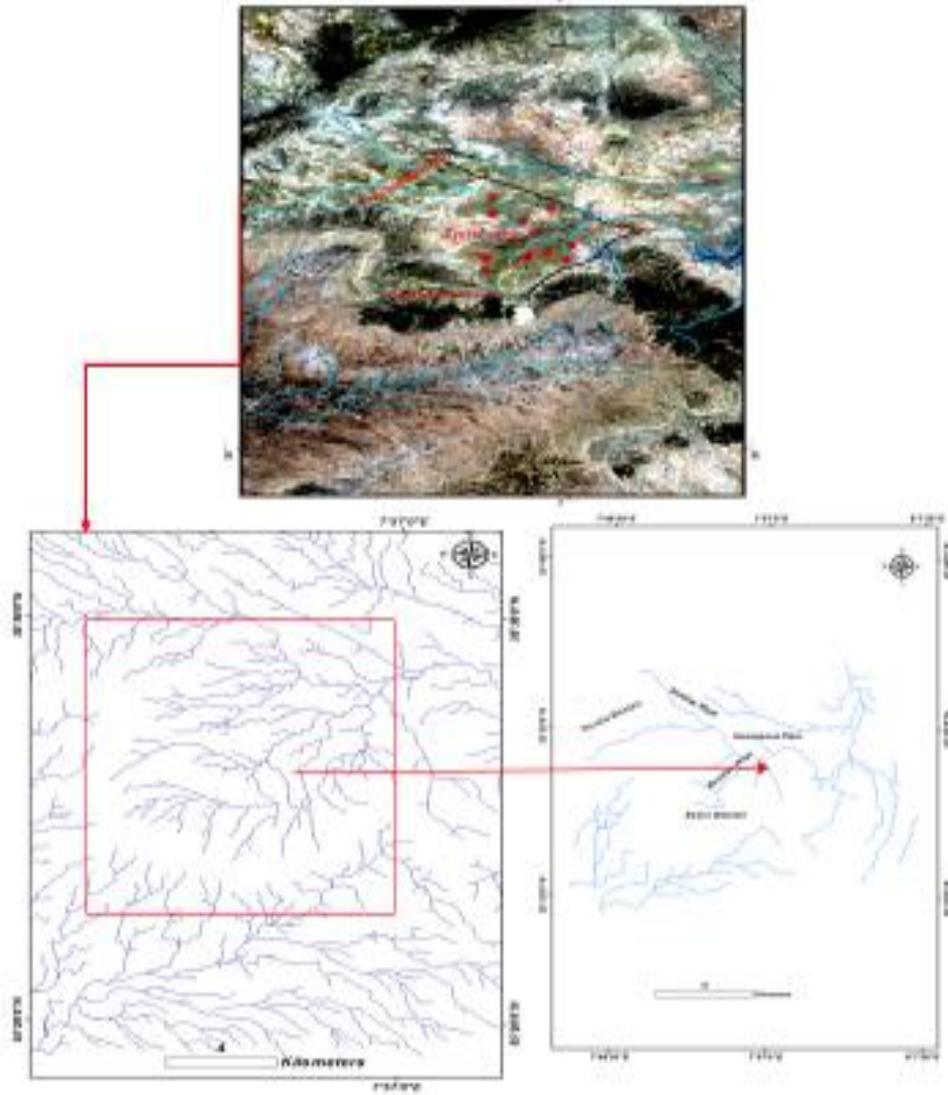


Figure 18:Le réseau Hydrographique de la region de Hammamet Tebessa

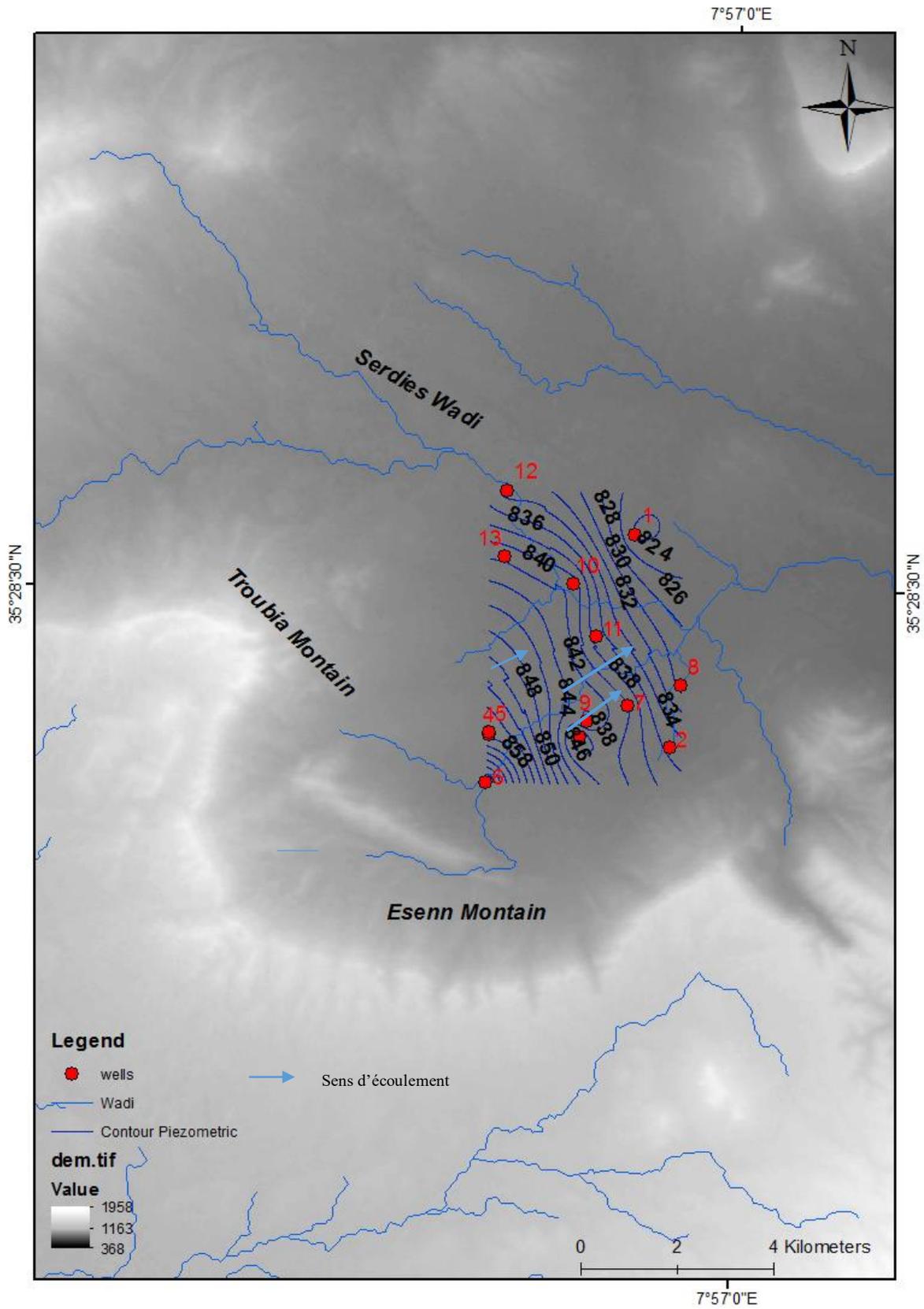


Figure 19: image SRTM DEM La carte piézométrique de la plaine d'El hammamet.

Cette figure (19) montre que, l'écoulement des eaux souterraines présente une certaine convergence vers le centre de la plaine pour coïncider avec le tracé de l'oued principal, ce qui justifie le renforcement de l'alimentation des eaux de surface par les eaux souterraines,

Les isopièzes sont serrés dans les parties Ouest et Sud-Ouest, elles sont presque parallèles à la bordure de Djbel Es Senn, traduisant une zone d'alimentation.

Dans la partie central et occidental, les courbes iso pièzes deviennent espacées ce qui traduit un faible gradient hydraulique suite à la présence d'un terrain plus perméable que les terrains qui se trouvent au Sud Est.

L'écoulement souterrain se fait, en général, selon l'axe Sud-Ouest - Nord Est avec deux axes de drainage qui coïncide sensiblement avec le parcours de l'Oued Serdiess et oued Boudiss. Ce qui semble indiquer que ces deux zones constituent des endroits d'infiltration des eaux souterraines.

3.3 Relation entre la circulation des eaux souterraines et la fracturation

L'hydrodynamisme des milieux fracturé reste très mal connu et n'est que très rarement rapporté aux fractures tectoniques (Bruehl et al ; 1999). Les fractures contrôlent l'écoulement de l'eau souterraine et superficielle, et jouent un rôle primordial dans la productivité des réservoirs fracturés. C'est pour cela que les études hydrogéologiques doivent être appuyées par une analyse tectonique de la fracturation régionale et locale.

La caractérisation hydrodynamique d'un réservoir fracturé a été souvent abordée en adoptant une vision globale des écoulements (Loiseau, 1987 ; Cacas & De Marsily, 1987 ; Pusch & Hokamark, 1991), par la détermination des axes des écoulements mis en parallèle avec la caractérisation géostatistique du réseau de fractures. Les principales anomalies structurales du réservoir se traduisant dans la morphologie de la surface piézométrique, sont les variations de la section, la surface du substratum et les accidents tectoniques (Castany, 1982).

Par les formations calcaires perméable (formations fissurées), et assise semi imperméable Constituées essentiellement des formations marneuses et argileuses reforment à la fois des niveaux perméables et des niveaux imperméables.

Lorsque les plans de failles constituent, des zones de circulation préférentielles, on a observé ce modèle dans la plupart des failles dans les massifs étudiés, où la direction de circulation des eaux se fait parallèlement aux plans de failles

Le meilleur exemple est les accidents tectoniques qui coupent le massif de Djebel Es Senn, de direction NE-SW (fig.20).

Lorsque les plans de failles constituent, des zones de circulation préférentielles, démontre le double rôle : elles arrêtent aussi les circulations, se faisant perpendiculairement à leur direction et barrent le réservoir en même temps qu'elles drainent ses eaux, d'après Vu T. Tam & Okke Batelaan (A multi-analysis remote-sensing approach for mapping groundwater resources in the karstic Meo Vac Valley, Vietnam).

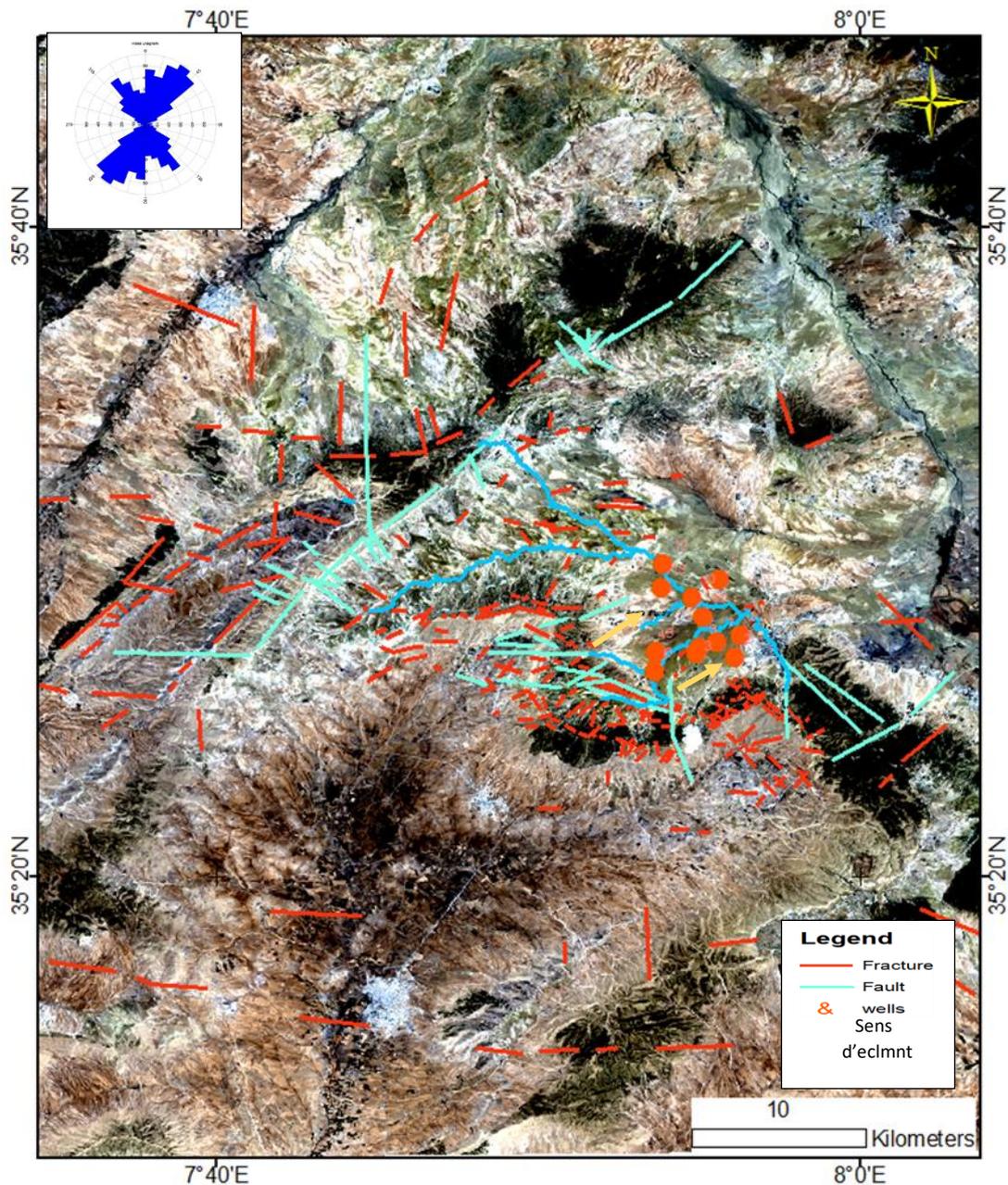


Figure 20: Combinaison de couleurs vraies Landsat 8, bandes 3-2-1 affichées en rouge-vert-bleu. Les linéaments extraits, les failles, les puits d'eau et la direction de l'écoulement des eaux souterraines sont également indiqués.

3.4 Hydrochimie

3.4.1 Caractéristiques physico-chimiques de l'aquifère plio-quaternaire

3.4.1.1 Paramètres physiques

3.4.1.1.1 Le PH

C'est un paramètre physique qui détermine l'acidité ou l'alcalinité. Les mesures du PH montrent que tous les puits se trouvent dans l'intervalle de norme de potabilité. Pendant la période

d'observation le pH varie entre 6.3 et 7.8 cette variation est due essentiellement au changement du faciès géologique (la couverture alluvionnaire, sableuse et argileuse) qui varie d'un endroit à un autre aussi on peut attribuer cette variation au CO₂ qui charge les eaux d'infiltration

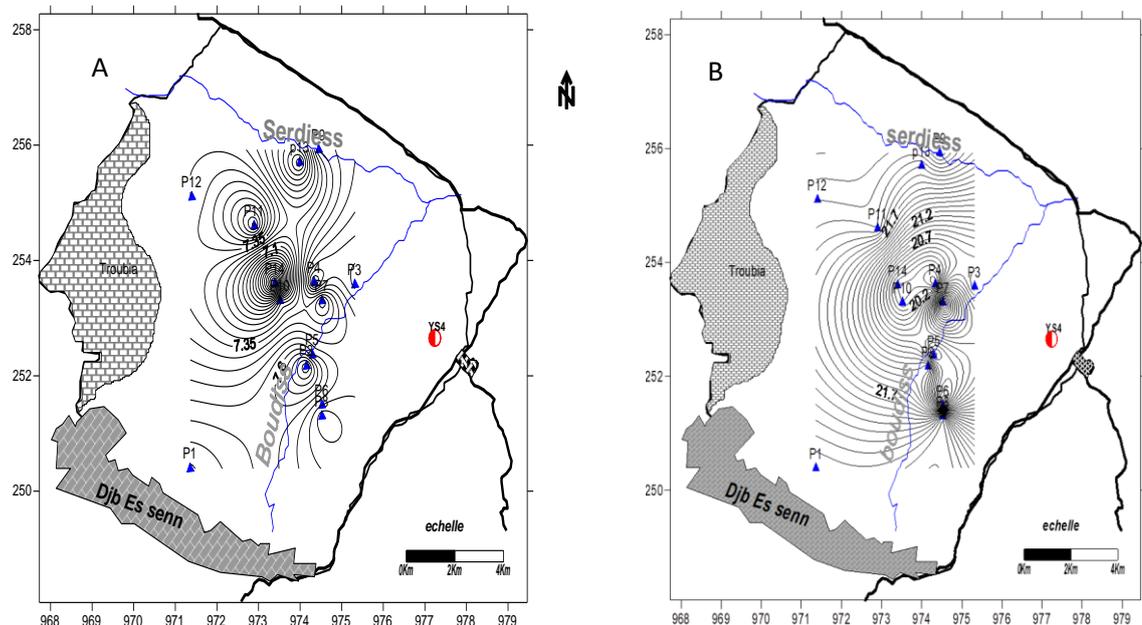


Figure 21: A : Carte de PH, B Carte de Température. Juin 2014.

3.4.1.2 La conductivité

La conductivité électrique est liée à la présence des espèces ioniques en solution. Elle est Proportionnelle au degré de minéralisation et varie en fonction de la température. Le lessivage des sols entraîne naturellement la dissolution d'un certain nombre de sel (bicarbonates, chlorures, sulfates, sodium....etc.) et provoque un accroissement de la conductivité. Les valeurs mesurées in situ pendant le mois de juin 2014, ont été corrigées à une température standard de 25°C.

Les résultats obtenus montrent que une augmentation de la minéralisation globale des eaux de cet aquifère atteignant une valeur de conductivité égale à 2440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au niveau du point P13. En s'éloignant vers l'amont (Djbel Es Senn), la minéralisation globale diminue, la conductivité entre 654 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, cette diminution de la conductivité traduit l'influence des formations carbonatées des bordures du Turonien, lessivés par les pluies alimentant l'aquifère Plio-Quaternaire.

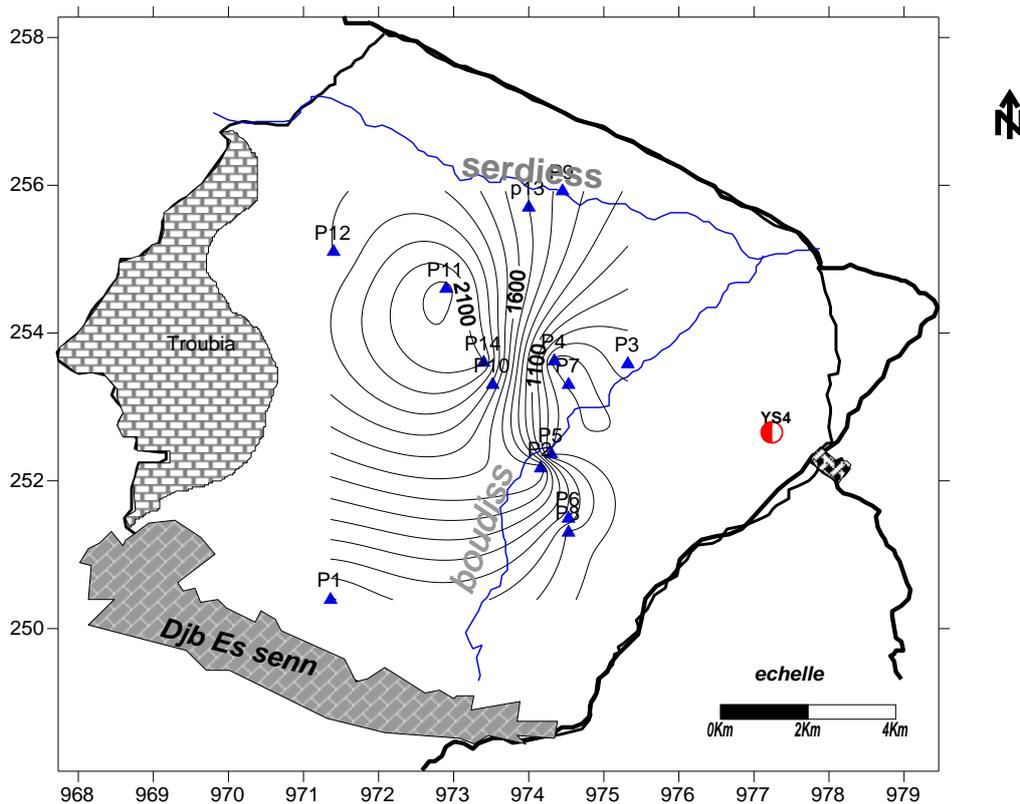


Figure 22: Carte de conductivité juin 2014.

3.4.1.3 La Salinité

La salinité est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenu dans 1 litre d'eau, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée.

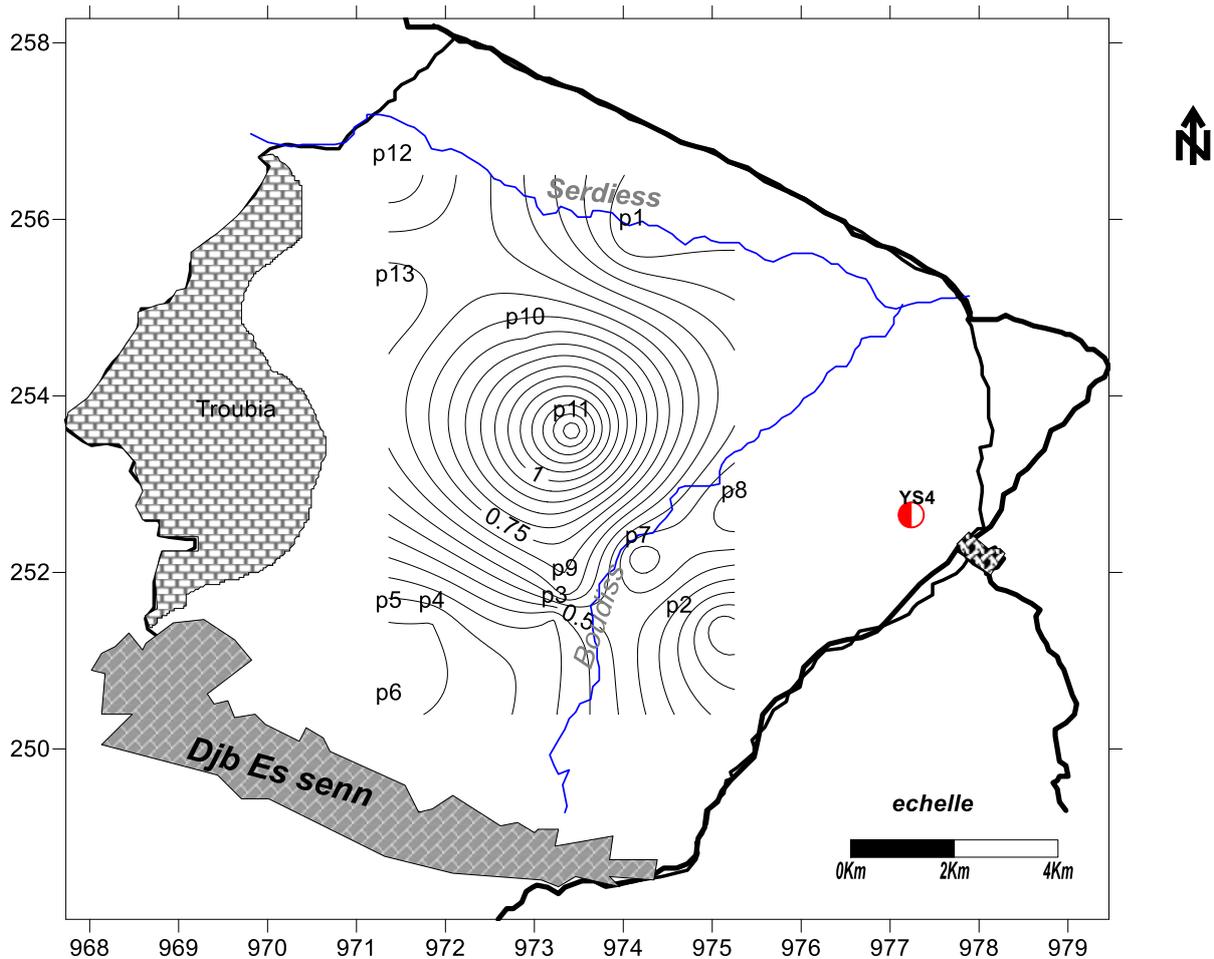


Figure 23: Carte de salinité (Mg/l).

Les résultats obtenus montrent que presque tous les points d'eau dépassent la norme recommandée pour les eaux d'alimentation en eau potable. La Salinité est généralement élevée oscillant entre 0,2 mg/l et 1,3 mg/l. Les zones de forte minéralisation sont localisées presque au centre au niveau des puits P11, P7, P3, l'influence des formations du remplissage Plio quaternaire, tandis que les faibles valeurs de minéralisation sont localisées dans la partie amont (au sud de la région d'étude du côté de Djebel Es Senn et au nord Est).

3.4.1.2. Les Paramètres Chimiques :

1. Le calcium

Le calcium, élément principal de la dureté de l'eau. Il appartient aux alcalino-terreux. Extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de Carbonates. Ses sels se rencontrent dans presque toutes les eaux naturelles. Ils s'y dissolvent en majorité lors de l'attaque des roches calcaires par l'anhydride carbonique dissous (CO₂). Il est essentiels pour les plantes et les animaux.

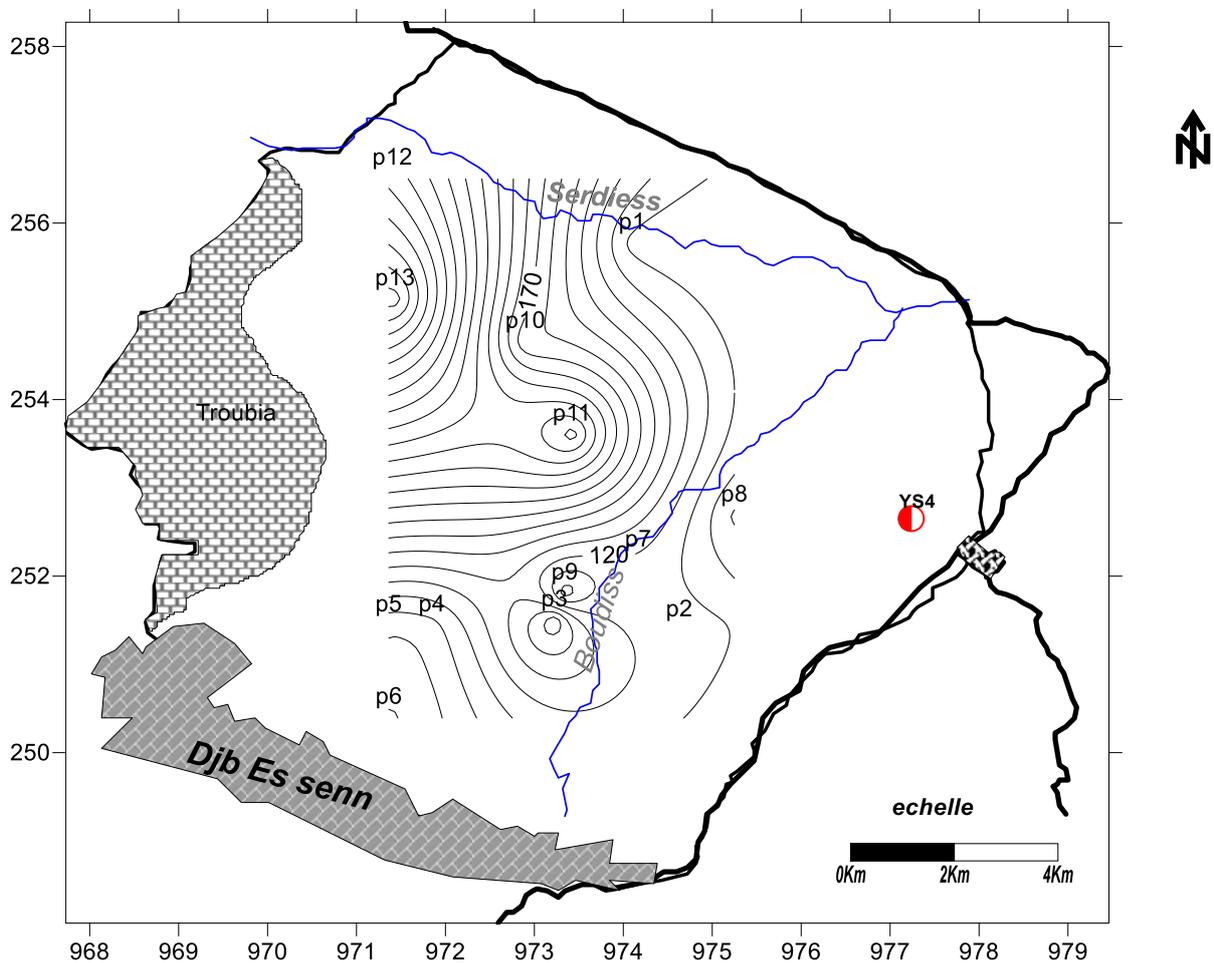


Figure 24: Carte de concentration de Calcium (mg/l).

Le calcium est un élément essentiel des minéraux constituant les roches ignées, spécialement les silicates (pyroxène, amphibole et feldspaths). Dans les roches sédimentaires, il se présente sous forme de carbonates (calcite, dolomite et aragonite), comme il fait partie de

quelques minéraux évaporetiques à savoir le gypse et l'anhydrite et aussi dans les minéraux argileux sous forme de Ca-montmorillonite (Hem, 1985).

Dans la région d'étude, Les concentrations de calcium varient respectivement entre un minimum de 78.2 mg/l et un maximum de 305mg/l .

L'examen de la carte de distribution de calcium (figure 24), montre que les fortes teneurs sont localisées aux bordures (Djebel Troubia, Es senn...) de la zone d'étude, tandis que les faibles teneurs ont été observés à l'Est de la zone d'étude,(l'exutoire du sous bassin de Hammamet) notamment près de la ville de Hammamet.

La forte minéralisation en calcium est liée aux formations calcaires présentes sur les bordures.

2. Le magnésium

Le magnésium est un élément très répandu dans la nature (2.1% de l'écorce terrestre).C'est un constituant essentiel de différentes roches ignées noires ferromagnésiennes. Dans les roches sédimentaires ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium comme la magnésite et la dolomite (Merkel and Sperling, 1996).

Magnésite: $\text{MgCO}_3 \rightarrow \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ $\log K_s = 2.96$ (Drever 1997).

Dolomite: $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3) \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{32-} \rightarrow \log K_s = -17.09$ (Drever 1997).

Dans la région d'étude les concentrations de Mg^{2+} varient entre 27.77 mg/l et 87.52 mg/l,

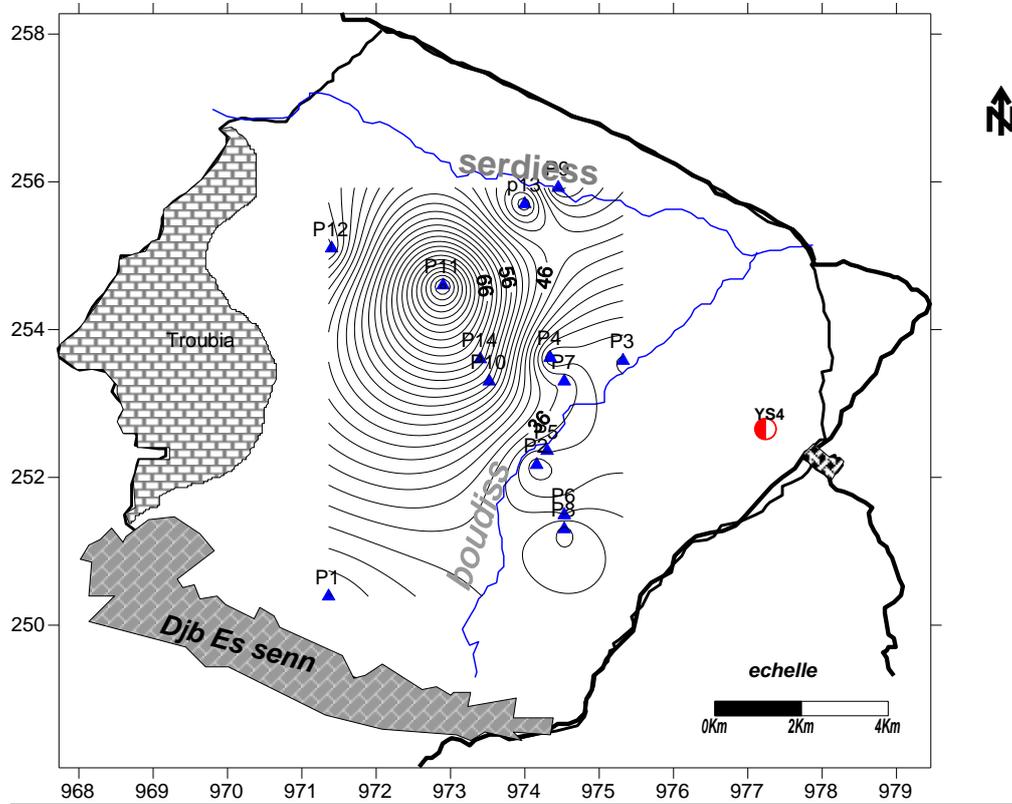


Figure 25: carte de concentration de Mg (mg/l)

Les concentrations observées au niveau de la zone étudiée sont représentées dans la (fig.25).

Les teneurs les plus élevées sont observées au niveau des points d'eau P12, P13 et P11, au Nord et au centre de la région d'étude, ces fortes concentrations peuvent être attribuées au contact direct de ces eaux avec le substratum marneux riche en gypse, halite et en brucite. Une autre source de Mg^{2+} peut provenir également des eaux salées dans cette région qui favorisent les conditions de la dolomitisation de la calcite.

Les faibles teneurs de Mg^{2+} peuvent être attribuées au faible processus de la dolomitisation surtout dans la région sud Est du côté de la ville de Hammamet.

3. Le sodium

Cet élément, très abondant (environ 26g/kg de la croûte terrestre soit environ 2.8%) ne se rencontre pas naturellement à l'état natif mais toujours associé à d'autres éléments chimiques

(Chlorures, sulfates....).Le principal minéral contenant le sodium est le sel gemme (chlorures de sodium).

L'omniprésence du sodium et la grande solubilité de ses sels expliquent sa présence dans la majorité des eaux naturelles. Des teneurs anormalement élevées peuvent provenir du lessivage ou de la percolation de terrains salés aussi de l'effet de la salinité marine.

Au niveau de la région d'étude les teneurs de Na^+ sont variables, Les concentrations varient entre un minimum de 42.3 mg/l et un maximum de 110 mg/l.

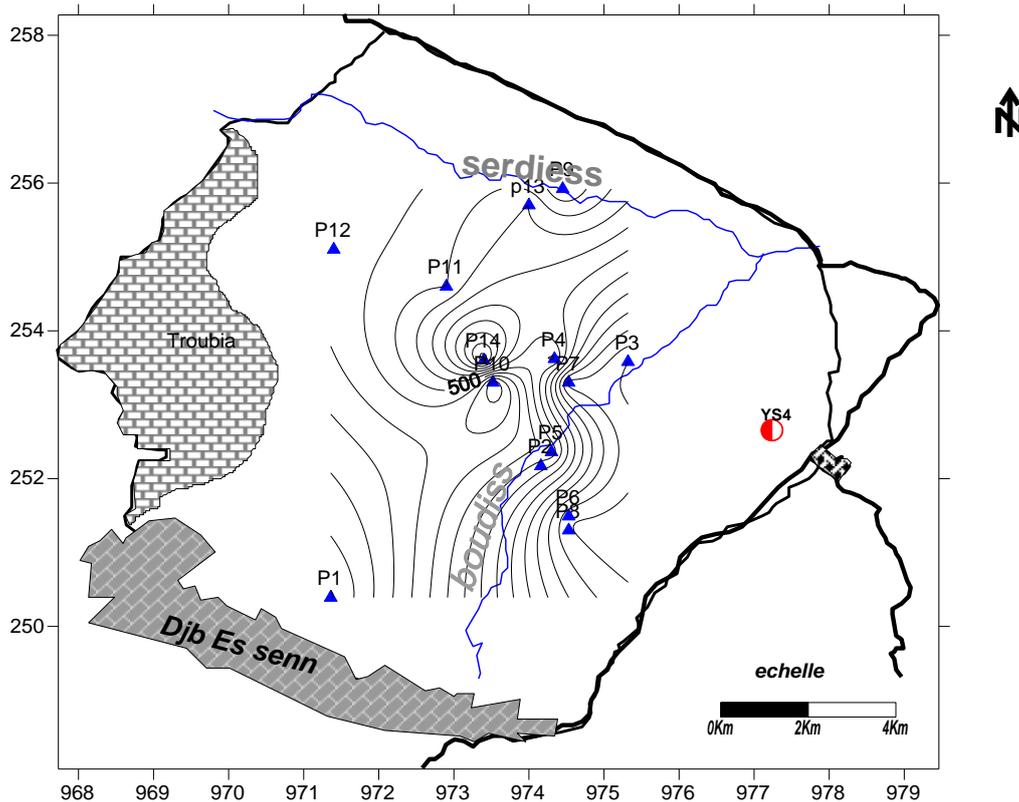


Figure 26:carte de concentration de Na (mg/l).

La variation spatiale de cet élément est représentée dans la figure (26).

l'examen de cette carte montre que les plus fortes teneurs se localisent dans le secteur Est et au centre de la région d'étude surtout au niveau des points d'eau P1, P6, P7,P10 P14, ce dernier qui marque la plus forte concentration 110 mg/l. Ces fortes teneurs sont attribuées à l'influence de remplissage alluvionnaire qui constitue au sud et à l'est de la zone d'étude les teneurs de Na^+ diminuent pour atteindre un minimum de 42.3 mg/l au niveau du point d'eau P3.

4. Le potassium

Le potassium est un élément naturelle des eaux où sa concentration, à peu près constante, ne dépasse habituellement pas 10 à 15 mg/l, sauf dans certains contextes géologiques particuliers où elle atteint 20 à 25 mg/l.

Le potassium provient de l'altération directe des roches silicatées (feldspaths, orthoclase, microcline et mica). Dans les sédiments, le potassium se trouve essentiellement dans les feldspaths altérés, dans les particules des mica ou dans les minéraux argileux sous forme de cation d'inter couches, comme c'est le cas pour l'illite, la vermiculite, la chlorite, le mica hydraté et la montmorillonite.

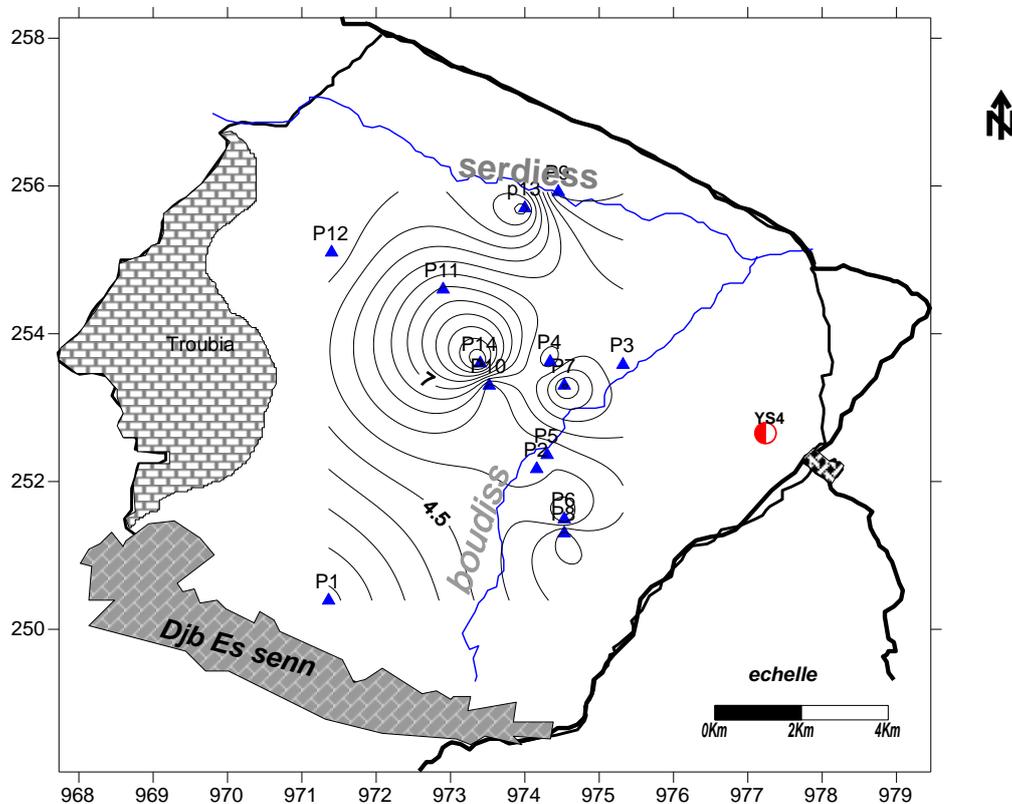


Figure 27:carte de concentration de K+(mg/l) .

Cependant les sols riches en vermiculite et en montmorillonite produisent plus de potassium que les sols qui sont à dominance de kaolinite .les transformations, les relations et les différentes formes de K sont résumés dans la figure 27.

Dans la région d'étude le potassium est le cation le moins répandu .Ses concentrations dans les échantillons d'eau analysés varient entre 2.3 mg/l et 10. 2 mg/l .

On remarque que les plus grandes valeurs sont enregistrées au niveau des points d'eau situés au centre et au nord de la région d'étude (P7, P9, P13), avec une teneur maximale égale à 10,2 mg/l enregistrée au niveau du point d'eau n°11.

5. Les chlorures

Très répandus dans la nature, généralement sous forme de sels de sodium (NaCl), de potassium (KCl) et de calcium (CaCl₂), les ions chlorures (Cl⁻), dans la grande partie se trouve dans les océans, constituent environ 0.05 % de la lithosphère. De façon générale, l'ion chlorure est présent dans toutes les eaux à des concentrations différentes. Dans les eaux souterraines, les teneurs en ions chlorures peuvent atteindre quelques grammes par litre au contact de certaines formations géologiques.

Les teneurs en chlorures dans les eaux de l'aquifère Plio-quaternaire enregistrées pendant toute la période d'investigation, montrent un écart important entre les différents points d'eau analysés. Ces teneurs varient entre un minimum de 24.85mg/l et un maximum de 409 mg/l

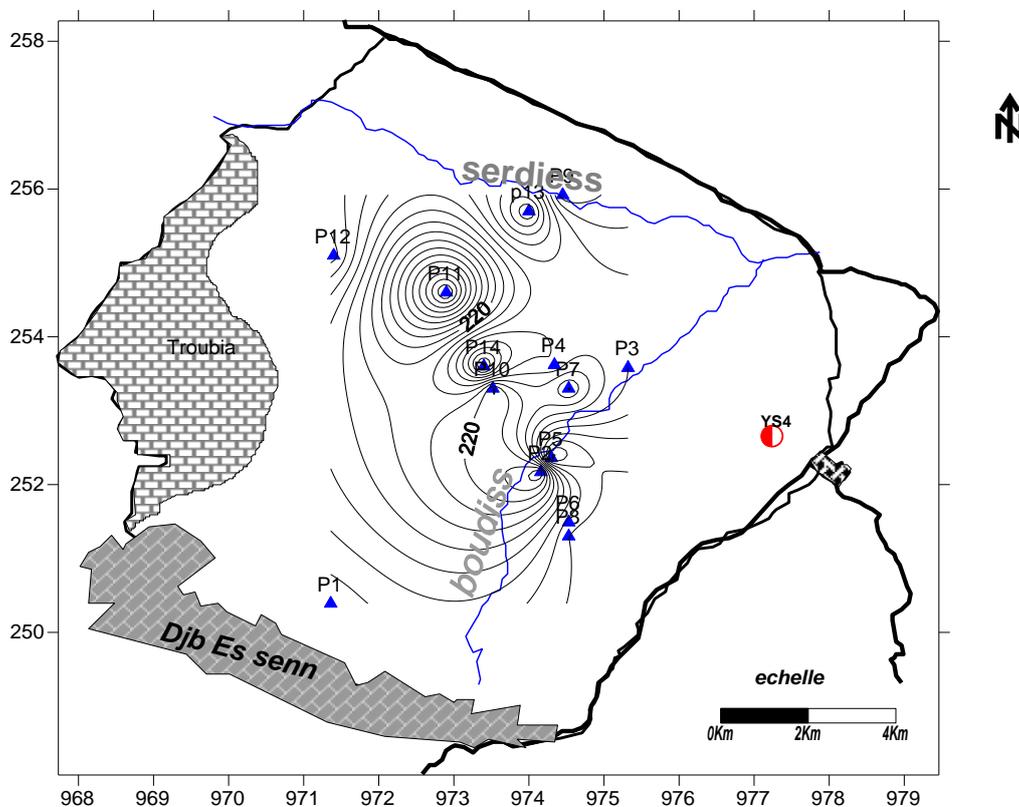


Figure 28: Carte de concentration de Cl (mg/l).

L'observation de la carte des chlorures (Fig28), durant la même période, montre des concentrations très élevées atteignant un maximum de 409 mg/l enregistré au niveau du puits P5, ces fortes valeurs sont en rapport direct avec la présence des terrains triasiques salifères riches en halite (Na Cl).

Les plus fortes concentrations des chlorures sont observées dans la partie Est et la zone centrale de la région d'étude (au niveau des puits P5, P6 et P11), plus au Sud a Djib Ese senn ,les concentrations des chlorures diminuent (100 à 800 mg/l) où la teneur minimale a été enregistrée au niveau du points d'eau P14.

La répartition des teneurs des chlorures se corrèle bien avec celles de sodium, ce qui Confirme l'origine salifère de ces deux éléments.

6. Les sulfates

Au niveau de la région d'étude les concentrations des sulfates SO_4^{2-} sont très variables d'une zone à une autre. Les teneurs varient entre un minimum de 50 mg/l et un maximum de 280 mg/l,

La figure.29 , montre la distribution spatiale de cet élément au niveau de toute la région d'étude .Sur cette carte ,on remarque que les fortes teneurs en SO_4^{2-} sont localisées au niveau d'un certain nombre de points P1,P5,P7 et P11,ces teneurs sont supérieures aux normes des eaux souterraines,tandisque les faibles teneurs sont enregistrées au niveau des puits P15, P21,P22 ,situés au sud de la région d'étude. Cette distribution est presque identique à celle des chlorures.

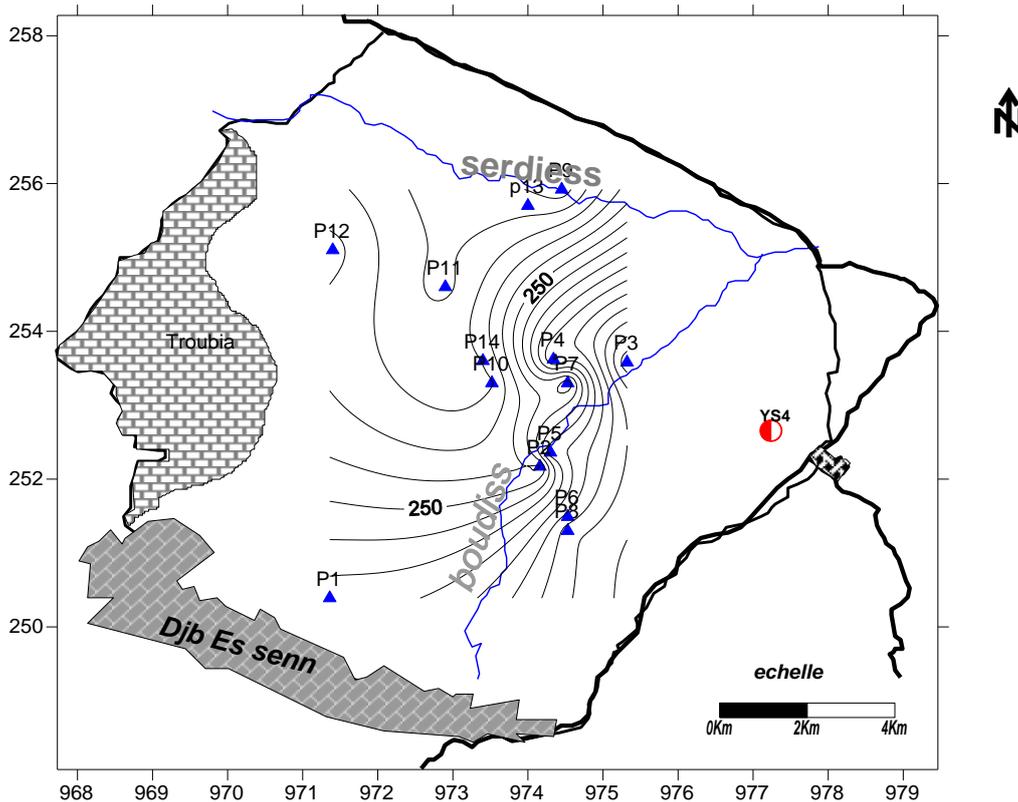


Figure 29: carte de concentration de SO4 (mg/l)

L'origine des sulfates, dans la région d'étude est attribuée au lessivage de gypses ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et d'anhydrite (CaSO_4). Ces deux minéraux se dissolvent très rapidement en contact avec l'eau, la réaction de dissolution de gypse est représentée par l'équation suivante (Freeze et Cheery, 1979) :



Théoriquement, si le gypse est dissous dans une eau douce, cette eau devient salée avec un TDS d'environ 200-2500 mg/l et un anion dominant SO_4^{2-} .

En général, les concentrations des sulfates dans les eaux naturelles sont variables et ne dépassent généralement le gramme par litre. Dans les échantillons d'eaux analysées, les valeurs élevées de SO_4^{2-} , sont d'origine géologique (dissolution de gypse et d'anhydrite).

Une autre source de sulfates peut être attribuée à l'infiltration de sulfure utilisé comme fertilisant ou comme pesticide par les agriculteurs de la région

7. Les bicarbonates

Les concentrations des bicarbonates dans les différents échantillons analysés de l'aquifère Plio-quaternaire, varient entre un minimum de 209.1 mg/l et un maximum de 305.2 mg/l

L'évolution spatiale des bicarbonates (figure.30), montre une augmentation des

concentrations de cet élément dans la partie Nord-Ouest de la région d'étude au niveau des points d'eau P4 ,P8,P11,P14.Ces fortes teneurs sont dues probablement à l'influence des formations carbonatées d'âge maastrichtien , constituant le massif de Djebel Troubia.En allant vers le centre et en Est de la région d'étude ,les concentrations de HCO-3 diminuent pour atteindre la plus faible teneur au niveau de point d'eau P5. Les teneurs croissent dans le sens des écoulements des eaux souterraines

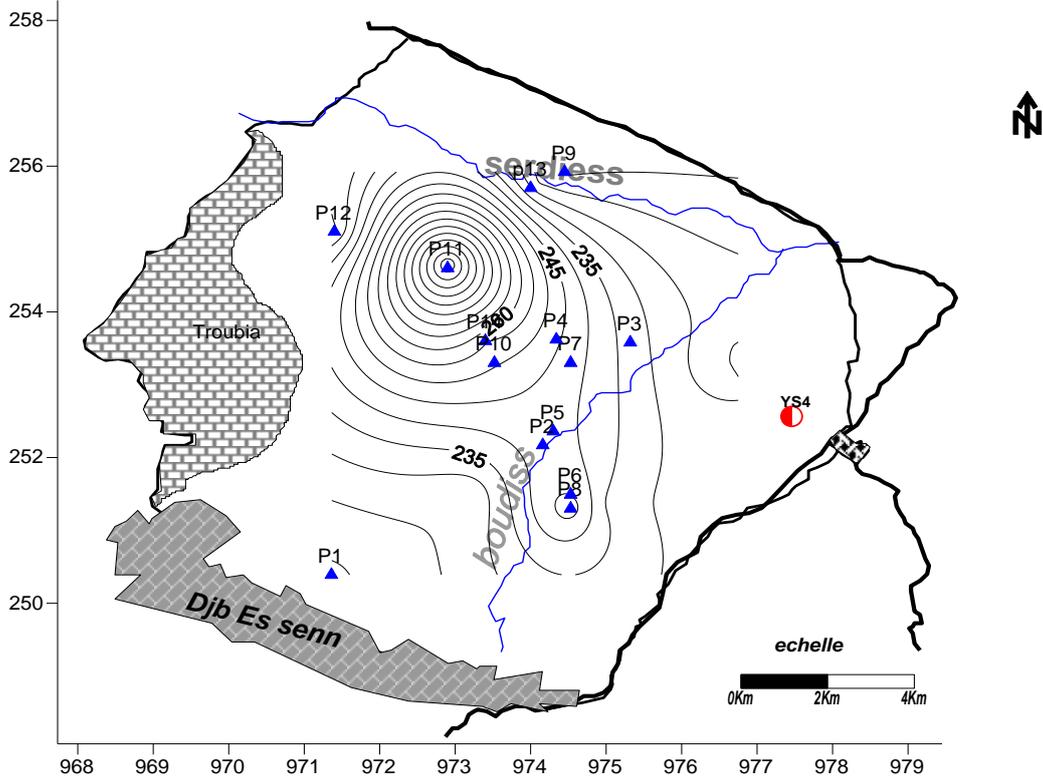


Figure 30:Carte de concentration de HCO3 mg/l).

3.4.2 Détermination des faciès hydrochimiques

3.4.2.1. Diagramme de Piper

Dans le diagramme de piper des anions, on distingue que les points d'eau forment pratiquement un seul grand groupe, proche du pôle chloruré.

Dans le diagramme des cations, on distingue deux groupes, l'un proche du pôle calcique Et l'autre est représenté au milieu du triangle ne présentent pas de dominance.

La répartition spatiale de ces faciès chimiques dépend de la nature lithologique de L'aquifère et des conditions de recharge.

Le diagramme de Piper classe les eaux en type chlorurée et sulfatée calcique et magnésienne, (fig. 31).

L'influence des formations géologiques sur la nature des faciès est nettement visible , les argiles et les marnes du quaternaire ainsi que les évaporites du trias ont donné les faciès Chloruré et sulfaté et ce par lessivage et par évaporation. La piézométrie favorise la naissance de ces faciès car les eaux souterraines s'écoulent suivant une direction secondaire Nord Est-Sud Ouest et se chargent progressivement au fur et à mesure qu'on se déplace vers le centre de la plaine qui constitue une zone d'accumulation. Ceci explique les fortes concentrations observées dans ce secteur qui engendrent la prédominance des faciès chlorurés sodique et calcique. La présence des argiles favorise des échanges de base ce qui explique la présence du calcium.

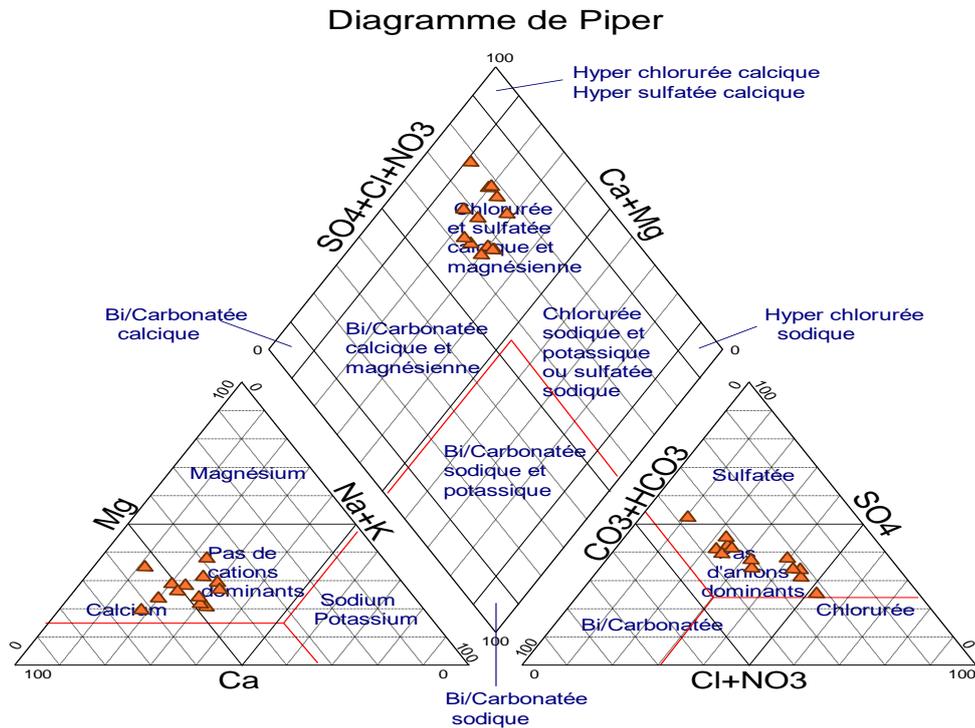


Figure 31:Diagramme de Piper.

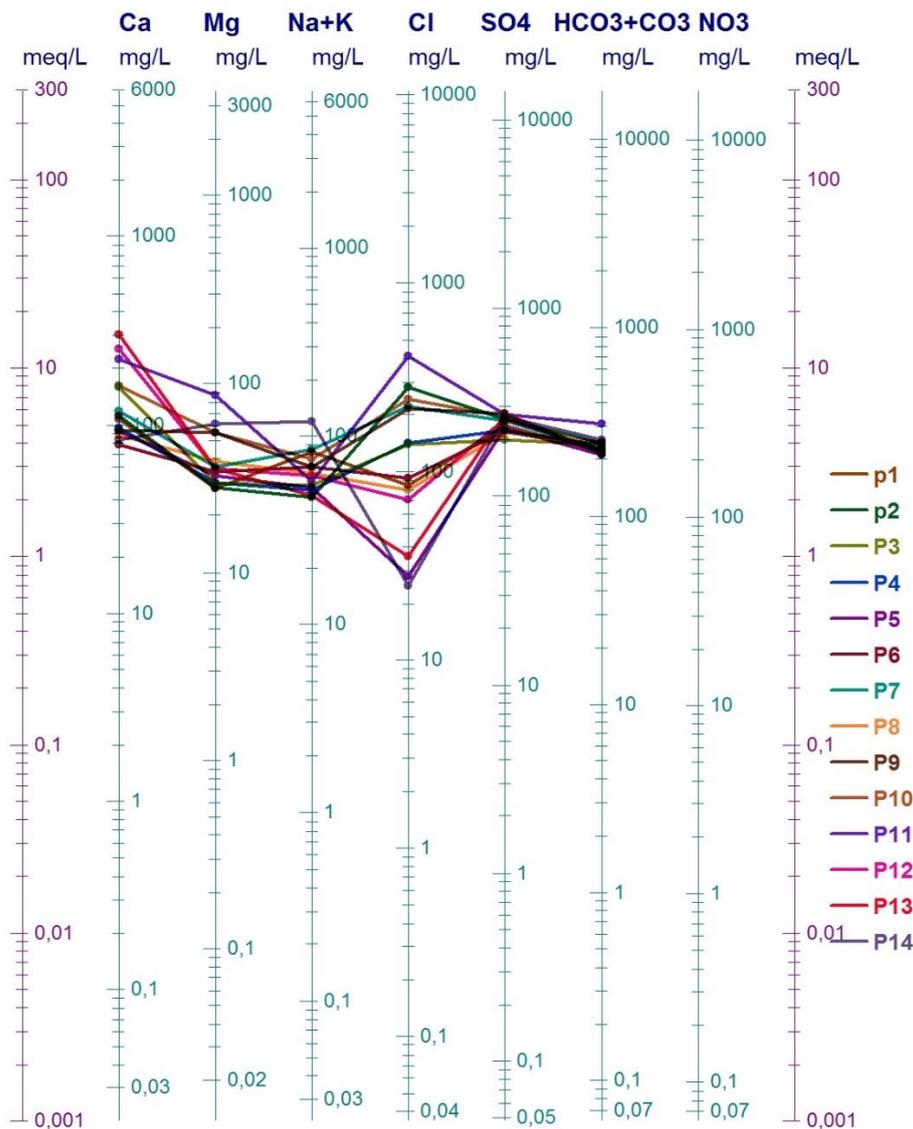
3.4.2.2. Le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF

Ce type de représentation, établie par Schoeller et repris par Berkhallof, nous portons sur un semi logarithmique les quantités en réactions des anions et des cations sur l'axe des ordonnées et sur les abscisses les éléments chimiques à pas régulier, et ceci pour chaque point d'eau de prélèvement.

Le diagramme tracé pour la période d'étude (figure.32), confirme principalement un faciès très diversifié il est à la fois bicarbonaté calcique, chloruré calcique et parfois sulfaté calcique, permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions HCO_3 , Cl , Ca et SO_4 Secondairement.

Le puits présentant une teneur élevée en chlorures, due à la mise en solution de l'halite qui lié aux formations évaporitiques. Le calcium présente aussi des concentrations qui dépassent les normes au niveau des mêmes puits.

Généralement les graphiques qui sont marquées par des fortes concentrations en bicarbonates et en calcium et qui sont en première position sur la figure sont liés à la présence des roches carbonatés qui forment les bordures de la région d'étude, alors que ceux positionnés au milieu



de la figure caractérisent les puits se trouvant au sud de la région d'étude ce qui explique en quelque sorte les teneurs élevées de calcium et des sulfates dues à la dissolution des gypses contenus dans le substratum marneux d'âge Cénomaniens.

Figure 32: Diagramme de Schöeller-Berkaloff. Juin 2014.

3.4.3 Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques).

3.4.3.1 Equilibre entre le système aquifère et l'atmosphère

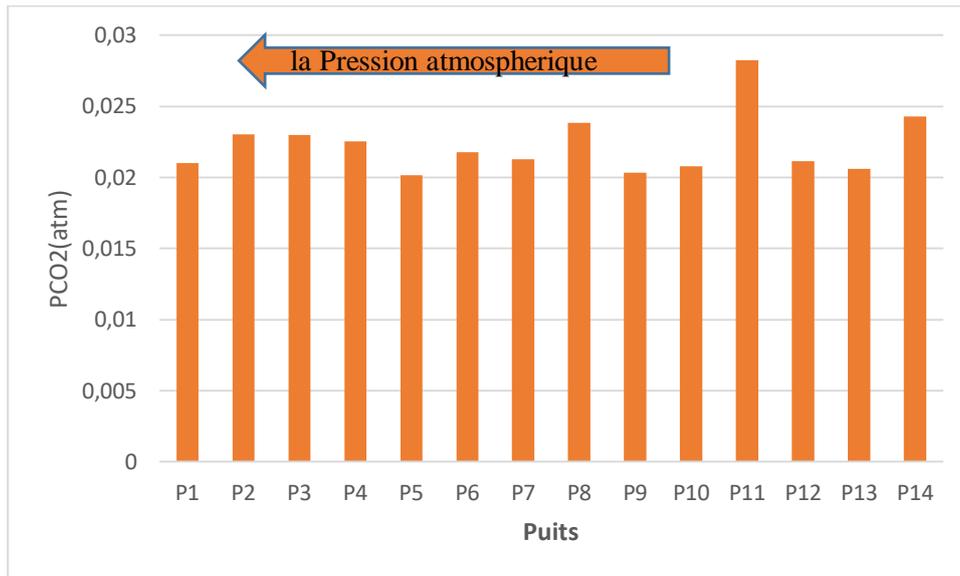


Figure 33: Distribution des valeurs de la pression partielle (pCO₂) calculées

La figure.33 montre la distribution des valeurs de log pCO₂ de tous les échantillons d'eau analysés de l'aquifère Plio-quadernaire. Ces valeurs calculées varient entre 10^{-1.27} et 10^{-2.36} atm, elles sont beaucoup plus supérieures que la pression atmosphérique (10^{-3.5} atm) indiquant que notre système aquifère est ouvert au CO₂ du sol.

La source du CO₂ peut être déterminée sur la base des analyses du ¹³C, généralement les valeurs de δ¹³C indiquent l'origine de dioxyde de carbone soit une origine biogénique, une origine anthropogénique ...etc. (Galimove, 1966 ; Bender, 1971 ; Lermane, 1972).

3.4.3.2.Solubilité des carbonates de calcium (calcite et aragonite)

Les résultats montrent une saturation vis-à-vis de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite, mais saturée vis-à-vis du gypse, l'anhydrite. Ces valeurs élevées suggèrent que le système d'eau souterraine est ouvert au CO₂ du sol. Afin de déterminer la source (origine anthropoïde ou biogénique) du CO₂ dissous, des analyses de¹³C sont nécessaires.

Les aquifères non confinés ou confinés jouent également un rôle dans l'échange de CO₂ .

Dans le cas de notre étude, l'acquisition de CO₂ est un système ouvert pour les échantillons d'eau (P1, P2, P3, P4, P5, P6, P9, P14) et un système fermé pour les échantillons d'eau (P7, P8, P10, P12, P13). Ceci est basé sur le pH en fonction du HCO₃⁻ - le graphique présenté à la figure 7. Sur la figure 33, les domaines I et III représentent les systèmes hydrogéologiques ouverts en ce qui concerne le carbone. Ils offrent donc d'excellentes conditions de circulation et une bonne infiltration des masses d'eau dans le sol.

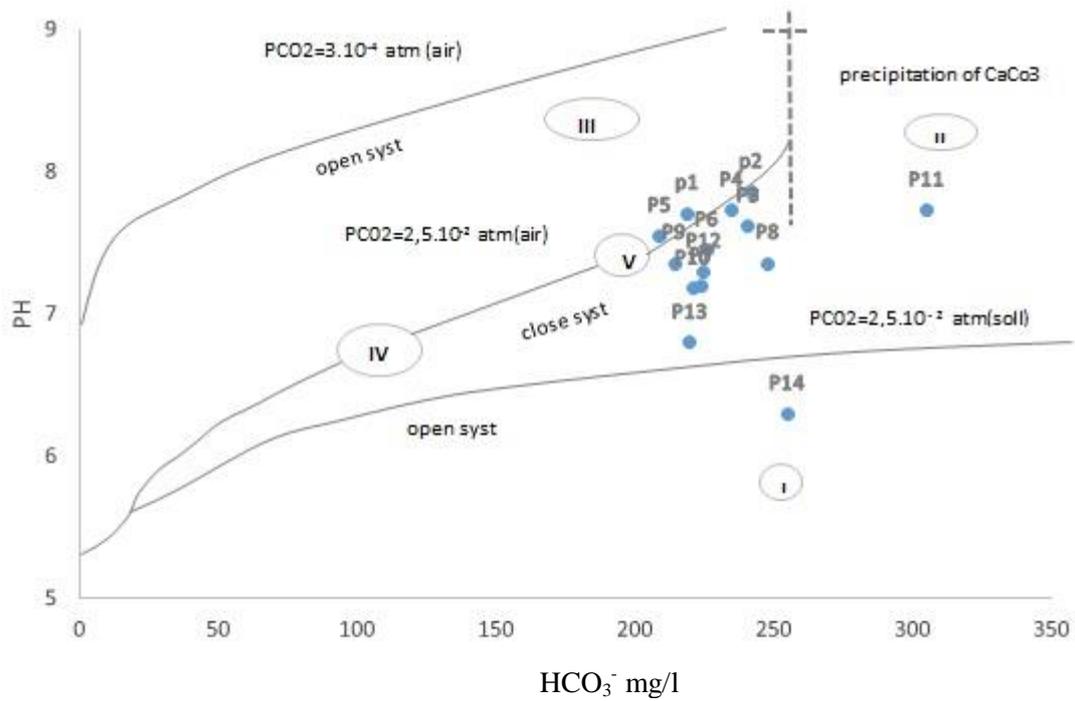


Figure 34: le trace de pH en fonction HCO₃⁻ dans la region d'étude/ I, III : system ouvert, V, IV : System fermé,-----

3.4.3.3. Equilibres chimiques et indices de saturation

Sur la figure 34, les indices de saturation de la calcite par rapport à ceux de la dolomite sont représentés graphiquement, les points représentatifs des échantillons d'eau sont alignés généralement le long d'une ligne de régression.

$$(ISD = 1,703SIC - 0,609)$$

ISD = dolomite à indice de saturation,

ISC = calcite d'indice de saturation.

La plupart de ces échantillons d'eau sont saturés en calcite (calcite $IS > 0$) et en saturation dolomite (dolomite $IS < 0$) à l'exception de deux échantillons où la calcite SI et la dolomite SI sont négatives. Ces puits sont: P5 (calcite $IS = -0,20$; dolomite $IS = -1,06$) et P14 (calcite $IS = -0,86$; dolomite $IS = -2,06$). En général, les eaux de la zone d'étude peuvent être divisées en deux groupes en fonction des valeurs de dolomite IS et de calcite IS.

.Famille 1 (dolomite $IS > -0,5$) Il couvre sept échantillons d'eau P1, P2, P3, P4, P6, P12 et P13. Les indices de saturation de ces échantillons ont de la calcite et de la dolomite très proches de l'état d'équilibre.

Famille 2 (dolomite $IS < -0,5$)

Les indices de saturation de ces échantillons traduisent une sous saturation vis-à-vis de la dolomite et une sursaturation vis-à-vis de la calcite.

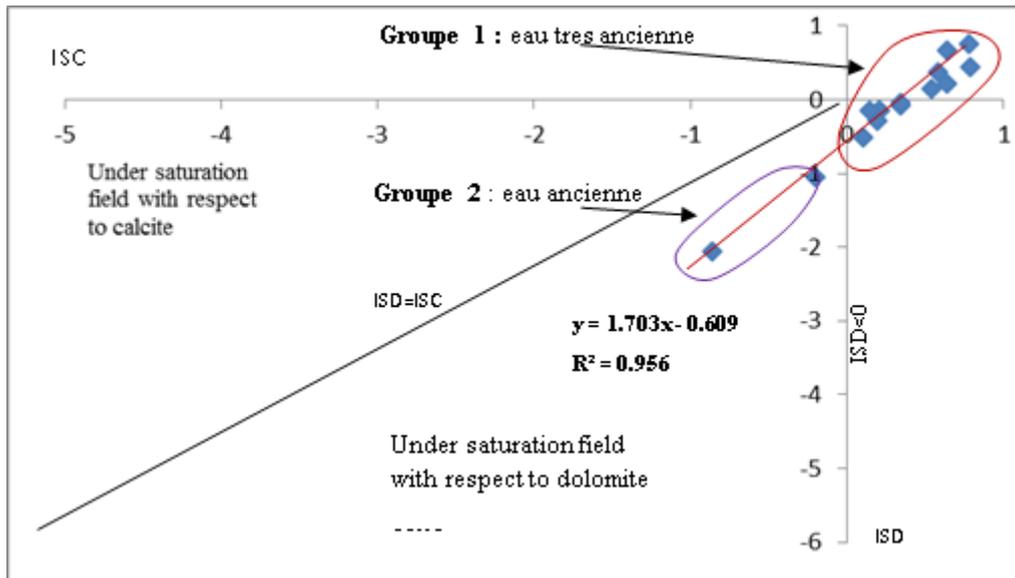


Figure 35:Échantillons analysés tracés sur le diagramme indice de saturation Dolomite /calcite.

3.4.4. La Composition isotopique

3.4.4.1 Les isotopes stables

Le premier indicateur de la présence d'eau ancienne dans les zones arides et semi-arides est la teneur en isotopes stables. Le « cachet isotopique » très appauvri de certains échantillons d'eau souterraine par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond en effet à des épisodes de recharge des nappes survenus sous des conditions climatiques plus froides et plus humides que celles régnant actuellement dans les régions considérées (Conrad et Fontes, 1972).

La distribution géographique des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines peut fournir des indications sur les conditions de recharge, les caractéristiques hydrauliques, la continuité et/ou la discontinuité hydraulique des systèmes aquifères. Dans les grands aquifères, l'homogénéisation spatiale de la composition isotopique des eaux souterraines témoigne souvent d'un temps de résidence prolongé, ce qui permet aux processus de mélange et de diffusion d'effacer toutes traces de variations éventuelles dues à des épisodes successifs de recharge.

L'hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables peut être en revanche le témoin, soit de recharges directes dont les empreintes isotopiques n'ont pas été « tamponnées » par les

processus de diffusion et de mélanges en relation avec des temps de résidence très courts ; soit de discontinuités hydrauliques qui ne favorisent pas les processus de mélanges, maintenant ainsi constants les signaux isotopiques même dans le cas de temps de séjour prolongés des eaux (Aranyossy, 1995). Ce sont ces règles qui vont guider les interprétations qui vont suivre.

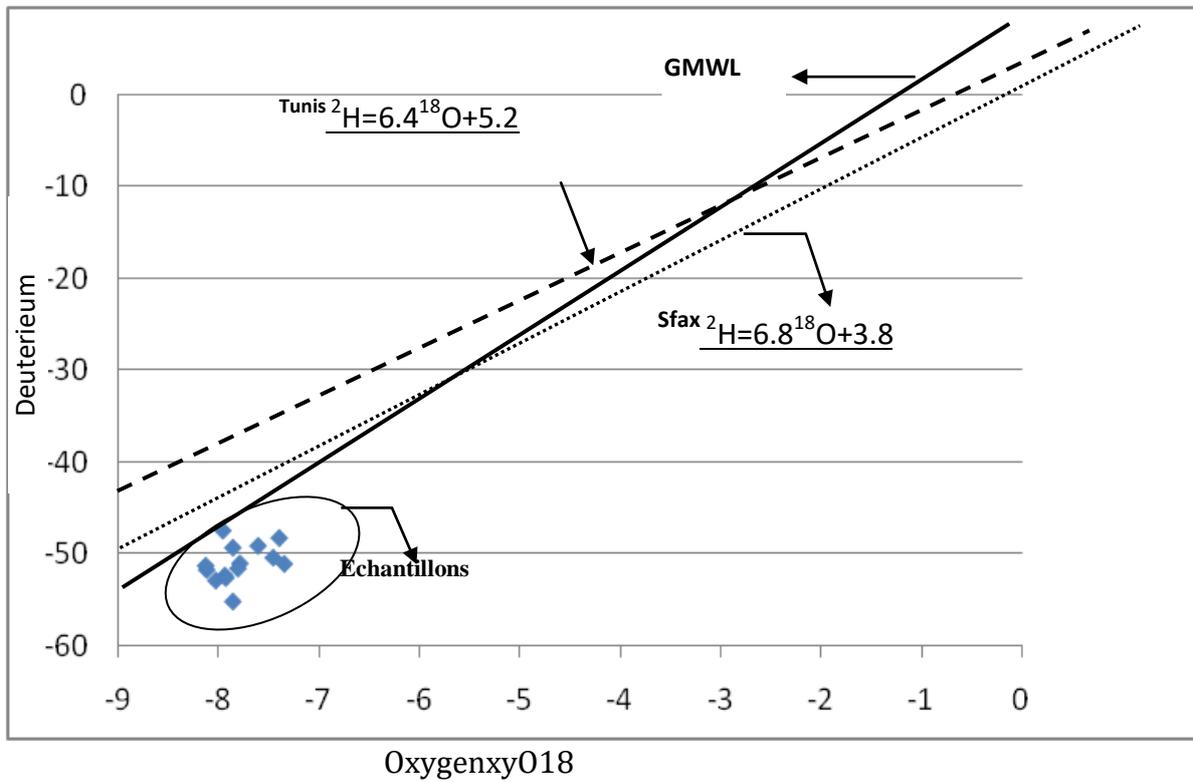


Figure 36:Relation. δ^2H et $\delta^{18}O$ des eaux souterraines Hammamet Tebessa

Tableau 7:La composition isotopique des eaux souterraines dans la region de Hammamet.

Echantillons	Forages et Sources	Z, m	dO¹⁸	dH²
1	La source de Bouakous	950	-8.12	-51.75
2	Oued Bouakous	910	-8.13	-51.30
3	La source d'elAmmacha	1 000	-7.79	-51.05
4	P1	909	-7.96	-47.44
5	P2	883	-7.94	-52.38
6	P3	985	-7.81	-51.60
7	P4	850	-7.86	-55.23
8	P5	850	-7.86	-49.32
9	P6	885	-7.61	-49.11
10	La source Gaagaa	1 200	-8.03	-52.92
11	P7	840	-7.46	-50.41
12	P8	869	-7.93	-52.63
13	P9	870	-7.40	-48.25
14	P10	860	-7.35	-51.10

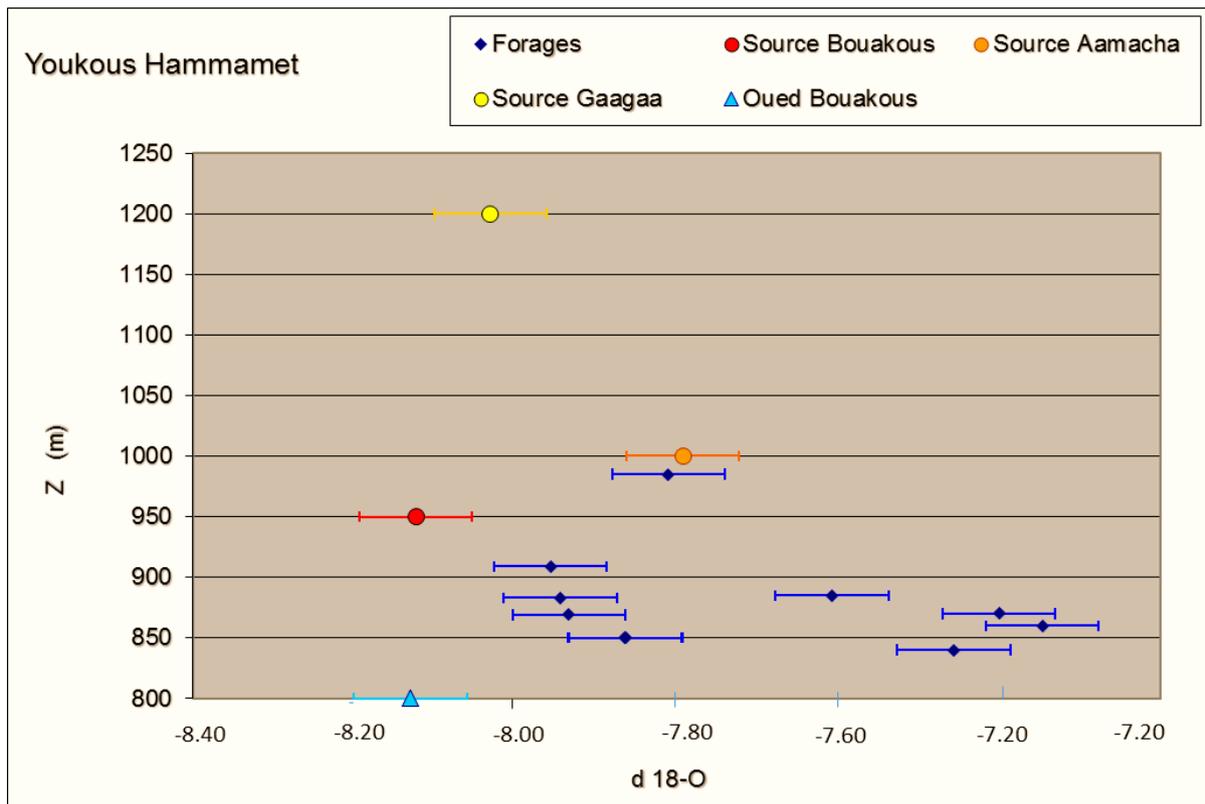


Figure 37: Altitude de $\delta^{18}\text{O}$ et la relation avec les eaux souterraines prélevées.

Conclusion générale

A partir de la présente étude et d'une façon générale, nous avons essayé de collecter et d'interpréter les résultats obtenus à partir de la connaissance des paramètres climatiques, hydrogéologiques et Morpho structurale et Hydrochimique.

Cette étude est relative à l'influencé des paramètres cités, sur les réserves aquifères karstiques du sous bassin de Hammamet.

La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons distinctes ; une saison sèche et chaude et une saison humide et froide .La première s'étale entre le mois de Juillet et Septembre ; c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration.

Les températures moyennes mensuelles de valeurs extrêmes respectivement 9,3 °C enregistrée au mois de février et 24,7°C enregistrée au mois d'aout. La valeur moyenne annuelle de température est de l'ordre de 16.2°C.

Le bilan hydrologique est une façon de compter tous les éléments d'apport et de sortie d'eau au-dessus d'une surface donnée.

Pour le calcul du Bilan, la valeur de la RFU a été choisie en fonction de la nature du terrain (RFU = 29mm).

bilan hydrique calculé selon la méthode de Thornthwaite, reste déficitaire, car le déficit agricole est toujours supérieur aux excédents.

L'analyse morpho-structurale réalisée sous SIG ne peut pas être séparée de ces études antérieurs. C'est pour cela nous avons confronté nos résultats linéamentaires avec des données bibliographiques afin d'identifier la nature de linéaments détectés aux niveaux des montagnes Es Senn et Troubia limites naturelles de la plaine d'Hammamet D'une part, la superposition de la carte linéamentaire avec l'esquisse tectonique (Kowalski 200) et la carte morphostructurale réalisée par Fatha 2012 (Fig.14) montre que les directions principales apparaissent : NE-SW, NW-SE, EW et Selon les principaux domaines structuraux, on remarque au SW du de Hammamet que la direction principale des linéaments est NE-SW parallèle aux sens d'écoulements et avec deux axes de drainage qui coïncide sensiblement avec le parcours de l'Oued Serdiess et ouedBoudiss.

Le caractère chimique global de l'eau souterraine de la zone d'étude se situe dans l'élément

d'eau douce souterraine : type d'eau CaHCO^{-3} avec de faibles concentrations de salinité. La composition chimique de l'eau est influencée par les processus de dissolution et / ou de précipitation pendant l'interaction eau-roche et par les réactions d'échange cationique entre les eaux souterraines et les sédiments alluviaux. La teneur élevée en CO_2 dans les échantillons d'eau suggère que l'eau circule dans un système géochimique ouvert

Tous les systèmes d'écoulement souterrains sont alimentés par l'eau météorique. Les échantillons d'eau étudiés recueillis dans les sources et les puits proviennent de la recharge aux plus hautes altitudes.

Bibliographie

References

- Alwash MA, Zilger J (1994) Remote sensing-based geological mapping of the area west of Al Madinah, Saudi Arabia. *Int J Remote Sens* 15(1):163–172
- Appelo Caj, Williemsen A, Beekmanhe, Grippioen (1990) Calculations and observations on salt water intrusion, II. Validation of a geochemical model with laboratory experiments. *J HydroI*.120:225-250
- Araguas LJ, Diaz Teijeiro MF (2005) Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula: first results of the Spanish network of isotopes in precipitation. In: international atomic energy agency— isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. *Int At Energy Agency* 1453:173–190
- Bakalowicz M (2005) Karst groundwater: a challenge for new resources. *J Hydrol* 13:148–160.
- Bedini E (2009) Mapping lithology of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland, using HyMap imaging spectrometer data. *Remote Sens Environ* 113(6):1208–1219
- Celle-Jeonatan.H., Zouar K., Travi Y. and Daoued, A. (2001) Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *C.R.Acad.Sci.Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*. 333625-631.
- Chelih. F (2012) Rôle et caractéristique des calcaires d'âge Turonien dans l'alimentation du champs captant Chabro, Hammamet .Tébessa . Mémoire de Magister, Université de Tébessa.
- Caine JS, Forster CB (1999) Fault zone architecture and fluid flow insights from field data and numerical modelling. In HanebergWC, Mozley PS, Moore JC, Goodwin LB (eds) *Faults and subsurface fluid flow in the shallow crust*. Geophysical

- Craig. H. (1961) Standard for representing concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*. 133: 1833-1834.
- Derias T, Toubal A.C, (2010) Caractérisation hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène sous climat semi-aride. Exemple de la plaine de Tébessa. *Bulletin du service géologique national* n° 3, Vol 21.
- Djabri L (1987) Contribution to the hydrogeological study of the subsidence plain of Tébessa NE Algeria. Attempt of modeling. Doctorate Thesis, University of Franche Comté, France.
- Fehdi Ch. Rouabhia A. Baali F (2008) The Hydrogeochemical characterization of Morsott-El Aouinet aquifer, Northeastern Algeria. *Environmental Geology*, Springer-Verlag, Berlin; Heidelberg. DOI 10.1007/s00254-008-1667-4.
- Fehdi Ch. Belfar, D. Baali F (2015) Characterization of the main karst aquifers of the Tezbent Plateau, Tébessa Region, Northeast of Algeria, based on hydrogeochemical and isotopic data. *Environmental Earth Sciences*, Springer-Verlag, Berlin; Heidelberg. DOI 10.1007/s12665-015-4480-x
- Fontes J Ch, Yousfi M, Allison GB (1986) Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *J Hydrol* 86:315327
- Fritz J. Fontes J (1980) *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, (A), p 21
- Gallo G. (1979) Utilisation complémentaire des isotopes du milieu et de l'hydrochimie pour l'étude hydrogéologique des eaux souterraines de la région de Ribéirrao Preto (Brésil). *IAEASM-228/21*, pp. 367- 407.
- Gat J. Carmi L (1970) Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J Geophys Res* 75: 3039-3048.

- Hung LQ, Dinh NQ, Batelaan O, Tam VT, Lagrou D (2002) Remote sensing and GIS-based analysis of cave development in the Suoimuoi Catchment (Son La, NW Vietnam). *J Cave Karst Stud* 64(1):23 -33.
- Manfred Ehlers, Ulrich Michel (2005) Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology V, edited, Proc. of SPIE Vol. 5983, 59830T,
- Matthew W. Becker (2006) Potential for Satellite Remote Sensing of Ground Water Vol. 44, No. 2. GROUND WATER (pages 306–318).
- Meijerink AMJ (2007) Remote sensing applications to groundwater, IHP-VI Series on Groundwater 16, SC.2007/WS/43, IHP/2007/ GW/16, UNESCO, Paris, 311 pp
- Peña SA, Abdelsalam MG (2006) Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: implication for oil and gas exploration. *J Afr Earth Sci* 44(2):203–219
- Rouabhia Aek. Baali F. Fehdi Ch. (2009) Impact of agricultural activity and lithology on groundwater quality in the Merdja area, Tebessa, Algeria. *Arab Journal of Geosciences*, Springer-Verlag, Berlin; Heidelberg. DOI 10.1007/ 12517-009-0087-4.
- Sener E, Davraz A, Ozcelik M (2005) An integration of GIS and remote sensing in groundwater investigations: a case study in Burdur, Turkey. *Hydrogeol J* 13(5–6):826–834
- Solomon S, Quiel F (2006) Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. *Hydrogeol J* 14(5):729–741
- Vu T. Tam & Okke Batelaan (2011) A multi-analysis remote-sensing approach for mapping groundwater resources in the karstic Meo Vac Valley, Vietnam. *Hydrogeology Journal* (2011) 19: 275–287, Springer-Verlag, DOI 10.1007/s10040-010-0684-z

Annexes

Tableau Données de précipitations(1985-2014).

Années/MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUILL	AOU	TOTALE
1985-1986	36,8	22,1	3,7	17	22,7	12	84,4	1,6	19,8	29,7	42,9	10,1	303,6
1986-1987	31,9	30,6	26	15	6,7	20	62,2	6,2	19,3	0	14	2,2	234,4
1987-1988	15,2	18,7	24	10	11,9	4,7	24,1	28	32,4	47,7	1,7	14,3	232,8
1988-1989	15,1	35,5	12	33	14,2	8,7	9,6	10,4	10	73,6	0	39,5	261,2
1989-1990	35	4	17	29	131	0	44,7	35,2	77,6	14,4	7,4	61,6	456,9
1990-1991	38,9	10,8	103	58	18,5	22	85,7	37,9	74,3	22,6	6,3	0,5	479,1
1991-1992	39,3	37	32	15	30,4	34	51,3	35,1	83,1	13,5	16,9	0,5	386,8
1992-1993	12,6	33,4	62	48	9,3	28	21,4	2,6	41	12,8	20,1	1,8	292,9
1993-1994	22,7	3,8	17	29	31	24	19,4	23,3	7,4	2,4	1,3	4,5	185,2
1994-1995	3,9	29,9	1,2	2,7	40,4	0,4	17,5	17,2	1,2	73,6	0,3	27	215,3
1995-1996	91,3	12,4	6,9	7,9	31,6	55	55,2	43,5	16,2	12,6	8,1	12,1	352,3
1996-1997	18,2	3	2,5	3,9	2,3	16	9,3	25,8	2	0,8	46	13,2	142,7
1997-1998	59,2	46,5	16	16	11	13	32,9	36,6	25,6	26,7	0	3	286,4
1998-1999	29,3	37,5	29	7,2	72,8	3,6	5	4,7	2,8	20,8	7,1	40,7	260,9
1999-2000	11,6	11	75	30	9,1	3,6	7,1	15,2	63,7	36,5	1,2	1,5	264,8
2000-2001	55,8	34,6	18	6,7	23,7	37	13,4	10,5	31,9	0,2	2,2	0,4	234,1
2001-2002	41,9	2,9	40	2,4	14,8	5,5	2,3	9,4	22	27,3	22,8	81,4	272,8
2002-2003	2,4	34,5	83	25	39,3	27	19,8	47,2	21	1,8	0,2	0,9	301,4
2003-2004	25,1	58,7	4	104	15,8	2,3	21,3	7,6	30,1	39,8	10,1	22,9	341,5
2004-2005	21,8	8,1	76	74	14,3	24	5,3	30,5	0,8	11,4	2,7	19,5	288
2005-2006	17,3	18,7	6,5	16	44	14	2,4	34,5	31,6	3	28,5	24,7	240,9
2006-2007	11,6	15,4	0	39	2,4	1,3	58,6	65,7	53,6	17,1	5,2	14,5	189,9
2007-2008	69	0	0	9,4	3,1	0	7	0	13,4	3	2,5	5,1	112,5
2008-2009	66	42,5	11	37,1	153	5,5	36,9	129	53,7	0	0	6,2	540
2009-2010	73,7	10,6	0	2,1	20,3	6,5	18,2	129	26,8	39,6	0,9	46,7	374,1
2010-2011	3	86,1	3,4	8,9	26,5	67	60,6	43,4	47,2	28,4	54,2	10,2	36,55
2011-2012	41	51,9	13	2,6	46,4	57	39,4	24,1	27,8	2,1	3,5	35,5	28,725
2012-2013	46,8	38,7	40	28	20,1	8,6	25	33,4	9	0,7	14,8	26,5	24,3333
2013-2014	49,3	7,1	43	50	38,7	48	27,9	2,3	19,9	29	22,5	8,7	28,875
Moy	35,5	25,6	27	22	31,4	20	21,9	32,6	30,53	20,1	10,732	20,04	
Max	91,3	86,1	103	50	153	67	60,6	129	83,1	73,6	54,2	81,4	
Min	2,4	0	0	2,6	2,3	0	2,3	0	0,8	0	0	0,4	

Tableau :données de Temperature

Années/MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUILL	AOU
1985-1986	21,7	14,2	11	4,5	3,9	6,3	12,4	15,2	19	23,3	24,5	24,1
1986-1987	20,7	17,3	9,2	9,7	7,7	7,4	9,2	11,8	17	24,2	28	25,9
1987-1988	21,5	15,9	10,8	5,7	4,7	6,7	9,3	15,3	18,9	22,5	27,1	26
1988-1989	21,6	15	12,2	7,2	6,1	6	8,5	13	17	23,1	26,1	25,1
1989-1990	20,6	14,5	12	6,4	5,4	10,4	8,3	14,2	16,9	25,1	27,7	25,6
1990-1991	20,4	15,7	13	8	6,3	8,1	9,4	13,7	19,9	22	25	26,8
1991-1992	21	16,6	10,2	6,4	6,3	7,7	8,8	14,3	16,7	24,3	26,7	27,9
1992-1993	23,6	19,3	10,7	10,5	8,2	7,4	9,9	14,8	20,5	22,5	28	26,7
1993-1994	20,6	18,2	11,6	5,8	5,4	7,2	11,5	13,7	18,2	20,9	25,6	26,1
1994-1995	22,2	15,5	13,4	10,7	6,1	10,4	10,4	12,7	17,2	25,1	24,9	22,5
1995-1996	24,1	20	11,5	5,5	5,5	6,8	11,62	10,4	14,2	21,9	26,3	25,6
1996-1997	21,8	16,7	10,6	5,5	4,7	6,7	9,4	11,8	16,3	20,9	23,9	25,7
1997-1998	21,9	18	12,1	7,8	5,2	5,6	8,7	13,9	19,2	24,8	26,8	27
1998-1999	22,3	19,1	11,1	7,7	7,4	8,7	11,9	11,8	21,9	24,2	27	28,6
1999-2000	23,6	16,7	13,2	8,1	5,7	10,3	9,2	12,7	20,1	22,9	27,1	24,6
2000-2001	21,1	16,3	11,3	9,8	9	6,3	10,1	12,4	18,2	20,8	25,9	26,6
2001-2002	20,3	15	12,4	10,2	8,7	9,3	9,3	12,2	20,4	26,6	27,5	25,2
2002-2003	20,5	17	11,8	13,2	7,1	8,2	9,8	15,5	17,7	24,6	27,8	25,7
2003-2004	23,2	15	10,2	6,3	7,1	6,2	10,6	14,8	22,7	26	26,3	29,4
2004-2005	24	19,2	11,5	7,3	4,1	7,75	11,7	9,11	21,1	22,4	27,5	26,8
2005-2006	14,9	13,8	12,8	14,8	14,2	18,9	24,7	23,8	24,5	25	21,65	20,2
2006-2007	22,1	15,9	12,8	9,4	4,1	7,8	11,7	16	21	22	27,5	27
2007-2008	22,3	21,1	11,8	6,8	8	7,5	15,6	14	20	25	28,4	27
2008-2009	21,2	17,8	12,2	8,8	6,3	9	12,5	15	19	25	26,6	25
2009-2010	21,5	19,6	12,3	7	6,9	6,1	10	14	19	25	29,2	27
2010-2011	20,8	20,5	10,2	8,1	6,9	9,6	11,2	13	16	22	26,2	27
2011-2012	21,6	17,8	12,1	6,5	4,9	4,9	11,2	14	21	24	28,5	26
2012-2013	21,4	19	12,1	7,9	4,9	7,2	11,8	17	21	25	26,5	26
2013-2014	35,7	34,7	25,4	19,7	23	24,1	27,3	26	36	41	39,7	39

Tableau : Données piézométriques année 2015

Puits	X	Y	2015
255768	7°55'37.4644"	35°29'8.7880"	790,4
251382	7°56'7.7864"	35°26'44.8837"	795,2
251495	7°54'53.8824"	35°26'51.8020"	789,8
251438	7°53'59.1425"	35°26'52.3445"	815,3
251438	7°53'39.8929"	35°26'53.1852"	835,4
250392	7°53'37.7626"	35°26'19.2776"	834,1
252174	7°55'32.5960"	35°27'12.1753"	808,3
252683	7°56'16.4988"	35°27'26.7909"	791,8
251800	7°54'59.0843"	35°27'1.4883"	802,9
254650	7°54'47.5806"	35°28'34.6337"	803,7
253600	7°55'6.4300"	35°27'59.6767"	805,5
256500	7°53'52.2578"	35°29'37.1879"	800,9
255133	7°53'50.5555"	35°28'52.8273"	814,3

Tableau : Données Hydrochimiques 2015

Wells	X	Y	pH	T°C	Cond	Salinité	Ca	Mg	Na	K	HCO3	Cl	SO4
					(us/cm)	(g/L)	[mg/l]						
p1	971.36	250.39	7.71	22.6	887	0.4	106.6	27.77	80.8	2.3	219	84.99	237
p2	974.16	252.17	7.86	21.4	1593	0.8	112.2	28.2	42.3	5.3	242	279.7	256
P3	975.32	253.58	7.62	20.4	877	0.4	158	29.66	49	6	241	139.9	200.9
P4	974.34	253.62	7.73	19.7	654	0.3	96.19	29.66	45.98	5.6	235	142.1	223.7
P5	974.30	252.36	7.55	20.2	777	0.3	92.12	32.4	48.6	5	209.1	27.99	231
P6	974.53	251.49	7.45	20	1061	0.3	78.55	34.03	64	4	226	91.99	223.3
P7	974.53	253.30	7.20	22.3	688	0.4	118.1	35.9	77	8.2	224	224.2	254
P8	974.53	251.30	7.36	22.6	881	0.4	88.17	38.89	57	6.3	248	79.99	217.1
P9	974.45	255.92	7.36	22.6	1364	0.7	93.78	54.94	60.2	7.8	214.3	214.9	278.2
P10	973.52	253.30	7.18	20	1770	0.8	162.1	55.1	70.2	5.2	221	244.1	265.6
P11	972.9	254.6	7.73	22.1	2240	1.3	224.4	87.52	50.2	7.1	305.2	409.9	271.3
P12	971.4	255.1	7.3	22.2	1800	0.8	256	35.6	57.6	4.1	225	71	258
P13	974.0	255.7	6.8	22	1500	0.6	305	35.6	44.88	3.2	220	35.5	272
P14	973.4	253.6	6.3	20	2110	0.2	84	61.5	110	10.2	255	24.85	264.7

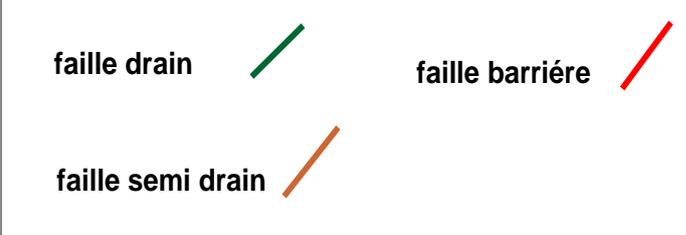
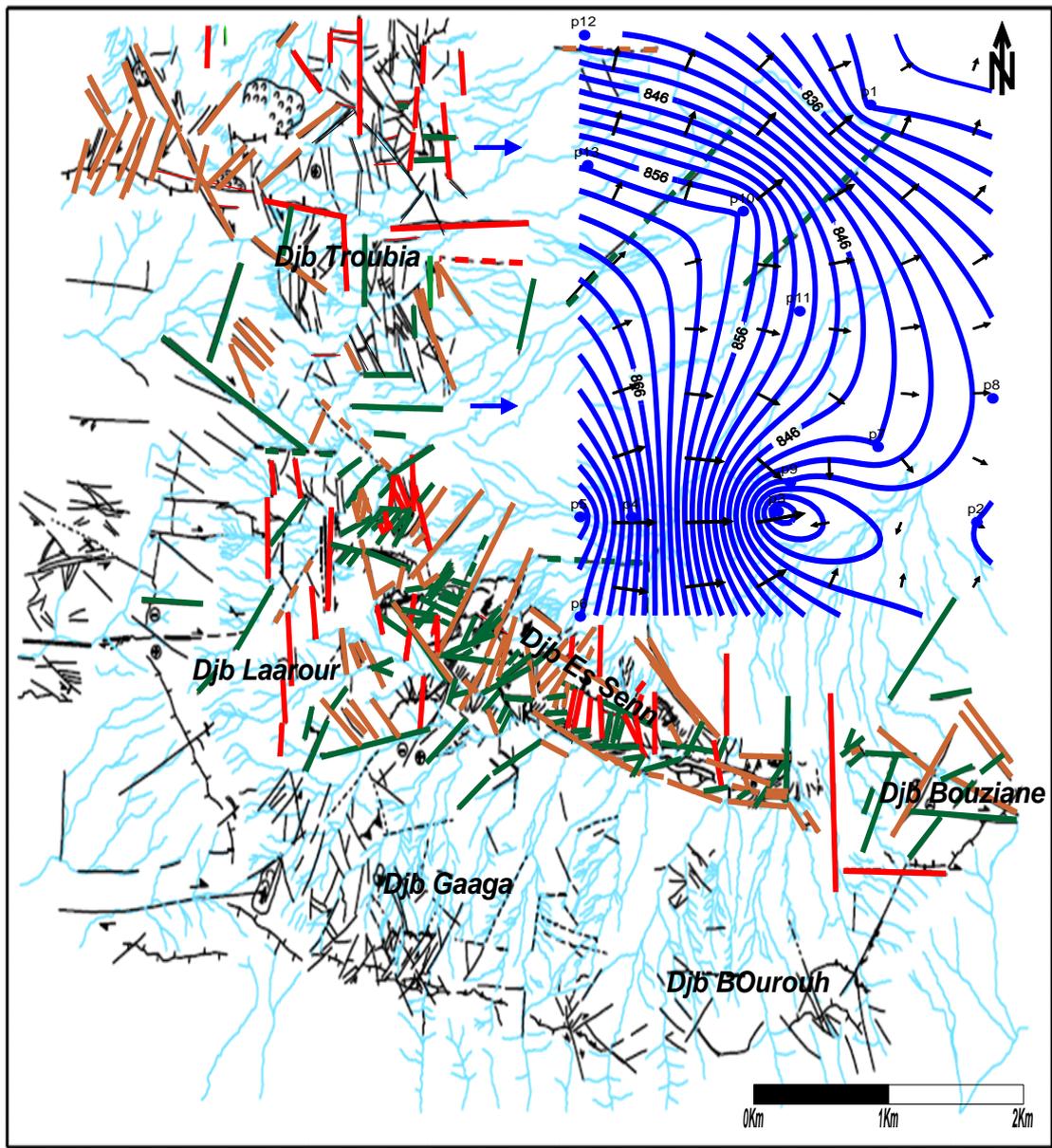


FIGURE n° 5.3 : MODELE HYDROSTRUCTURAL (REGION DE DE HAMMAMET) Chelih Fatha 2011.



Photo : Vue panoramique de Djebel Es Senn. (Fait le 20/02/2011).



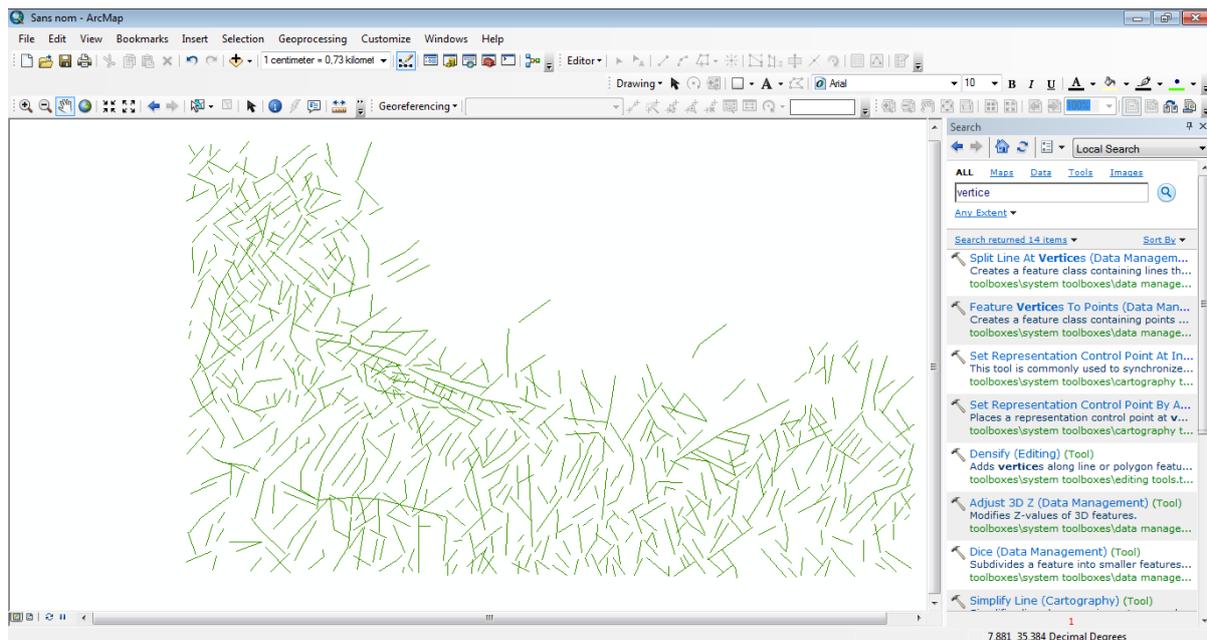
Photo: Vue générale de Djebel Troubia. (faite le 20/02/2011)



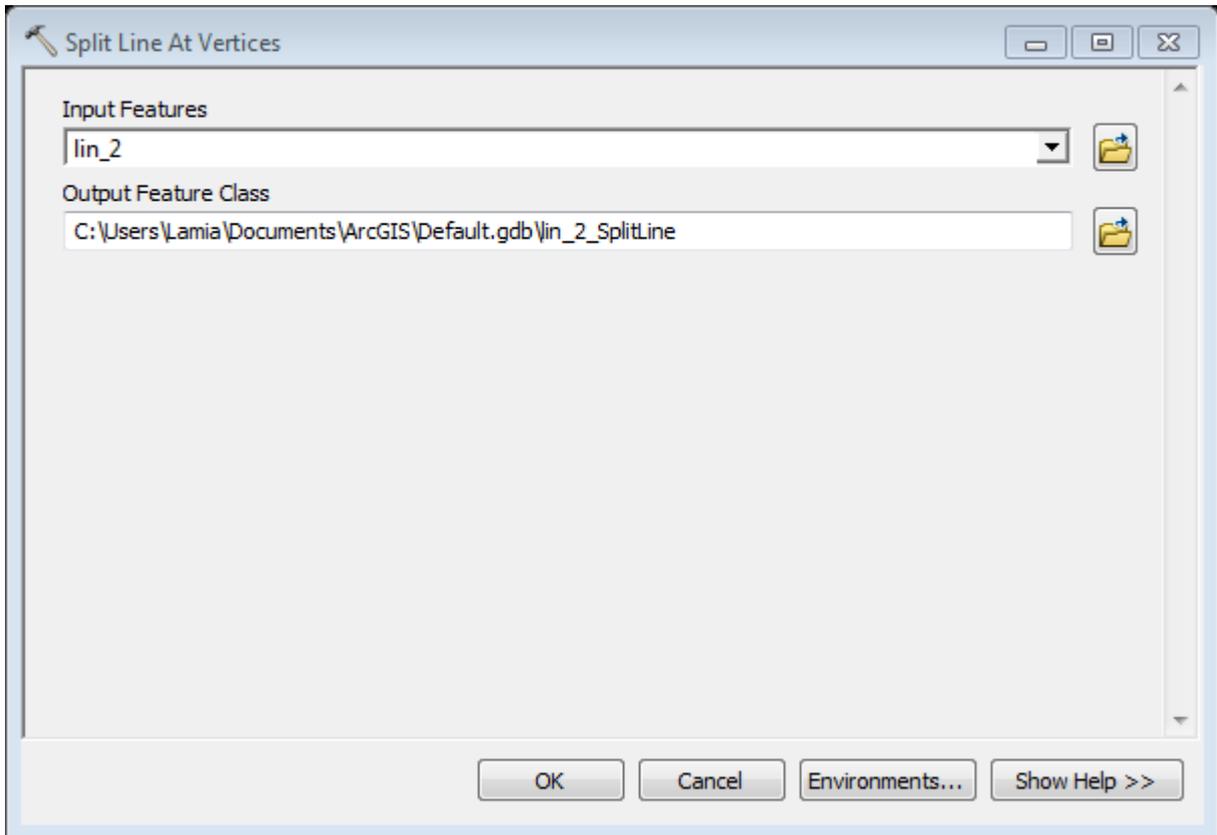
Photo: vue generale au niveau d'oued Boudiss (faite le 20/02/2011)

Les étapes à suivre pour réaliser la rosace sur Rockwork

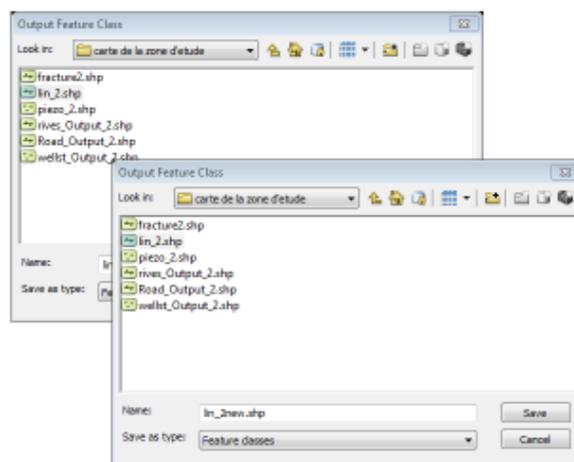
1



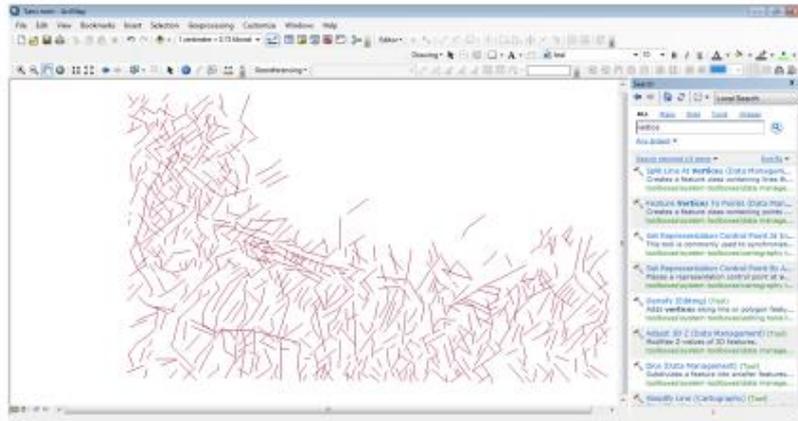
2



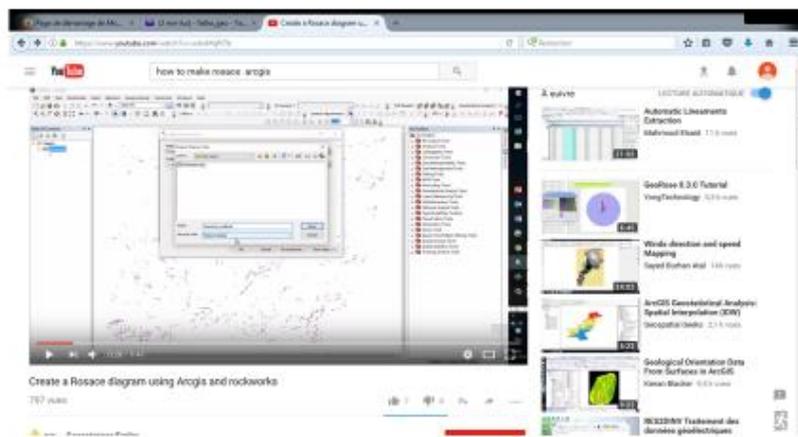
3



4

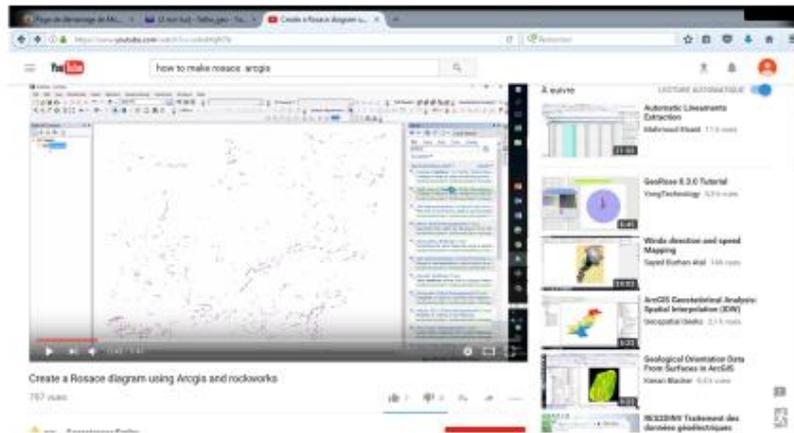


5

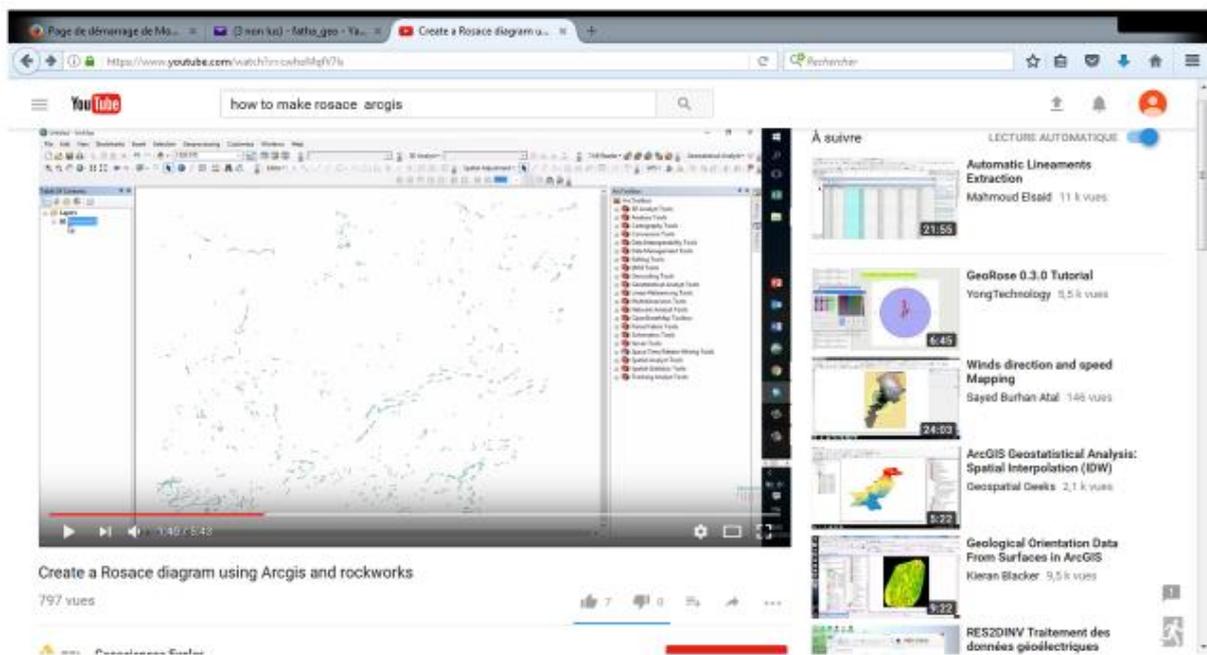


6

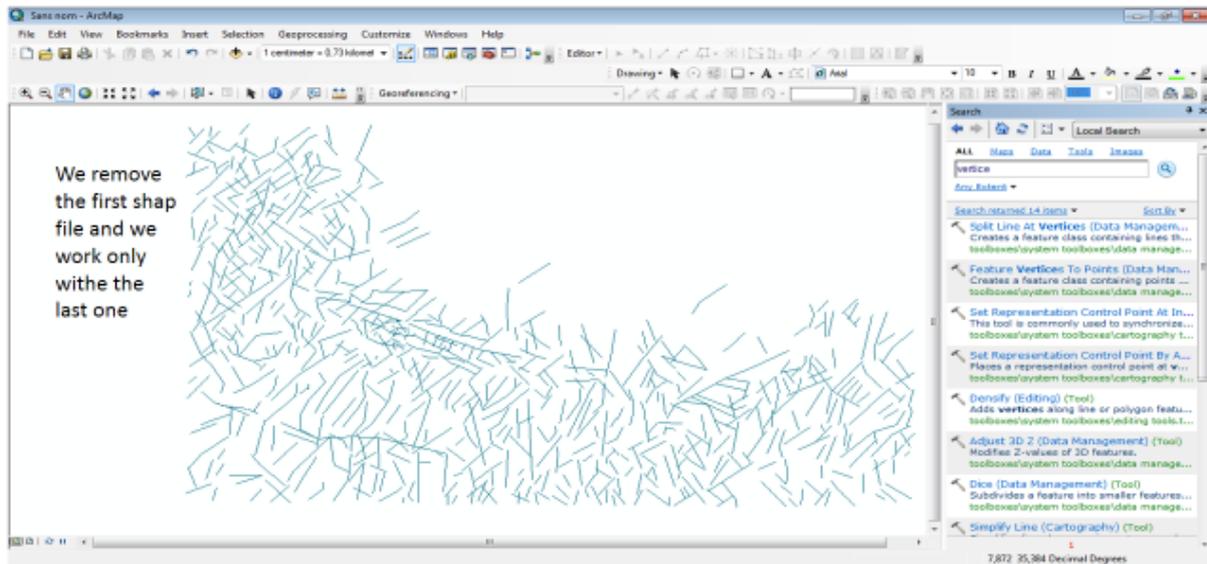
we click on Spline line at Vertice



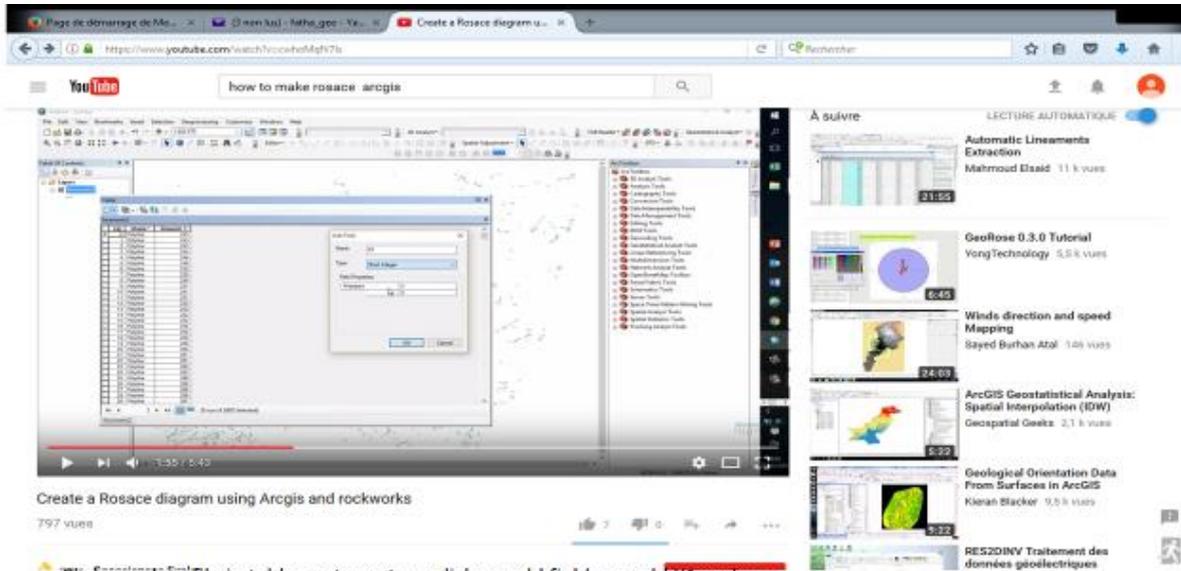
7



8



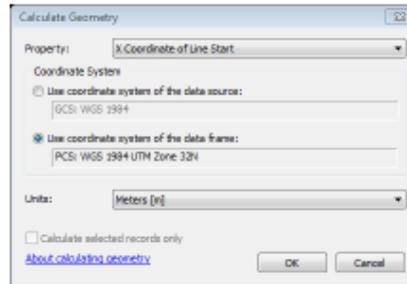
9



Click sur shap file in table content, we click on add field we add X1 and we choose double- ok, the same thing Y1, X2 and Y2

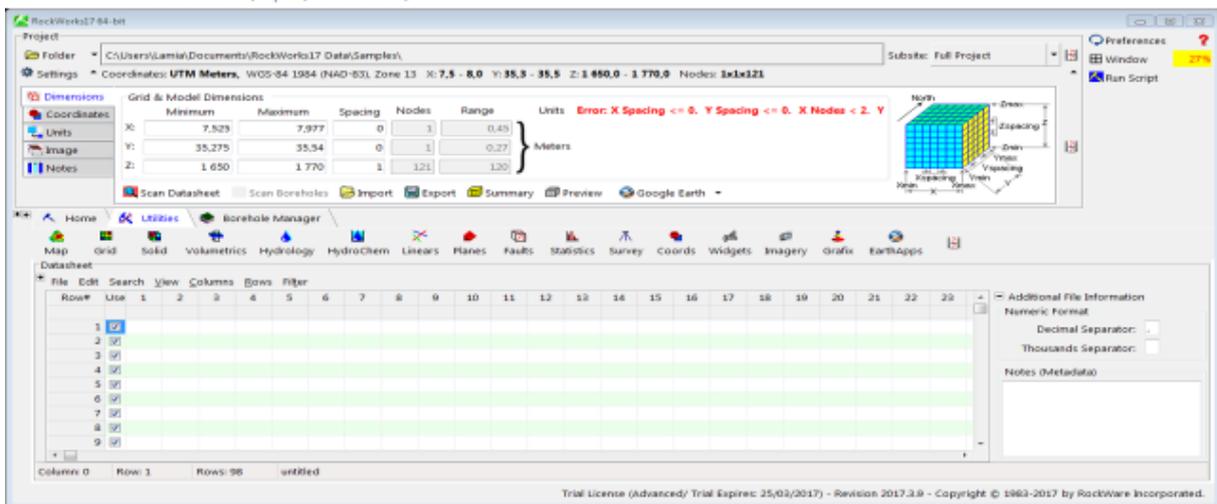
10

We click on the collone of X1 right click calculate geomorphology,we shoose Xcordiante start ok yes and the same thing for Y1,X2,Y2



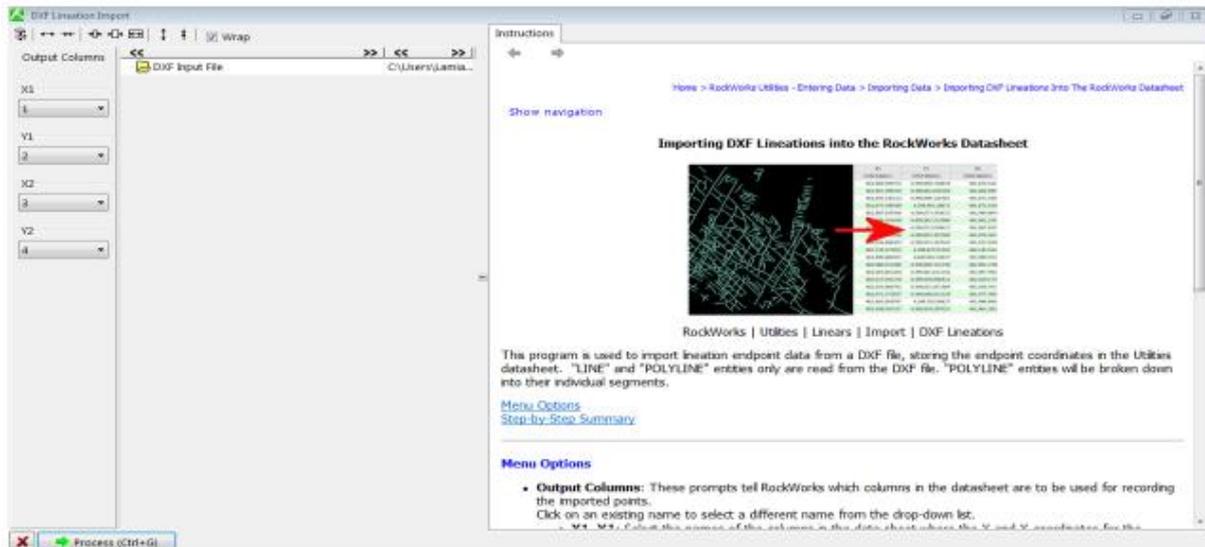
11

click on linears,import,lineament dxt,

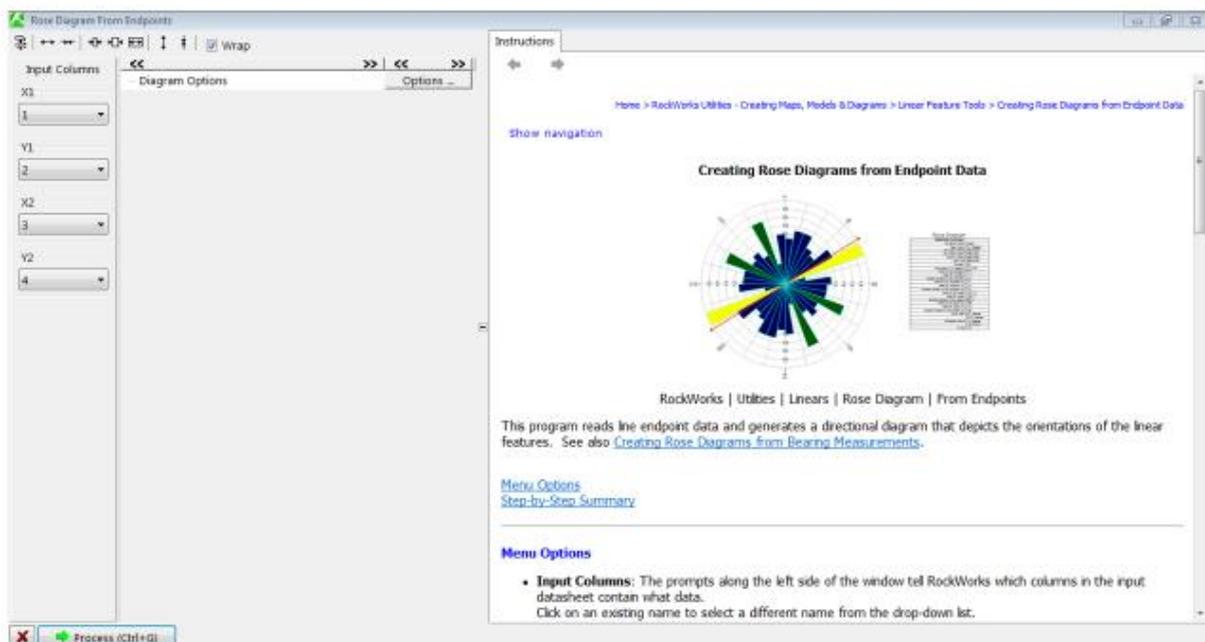


12

Click on dxf input file we choose the file of,process_lineamnt dxf

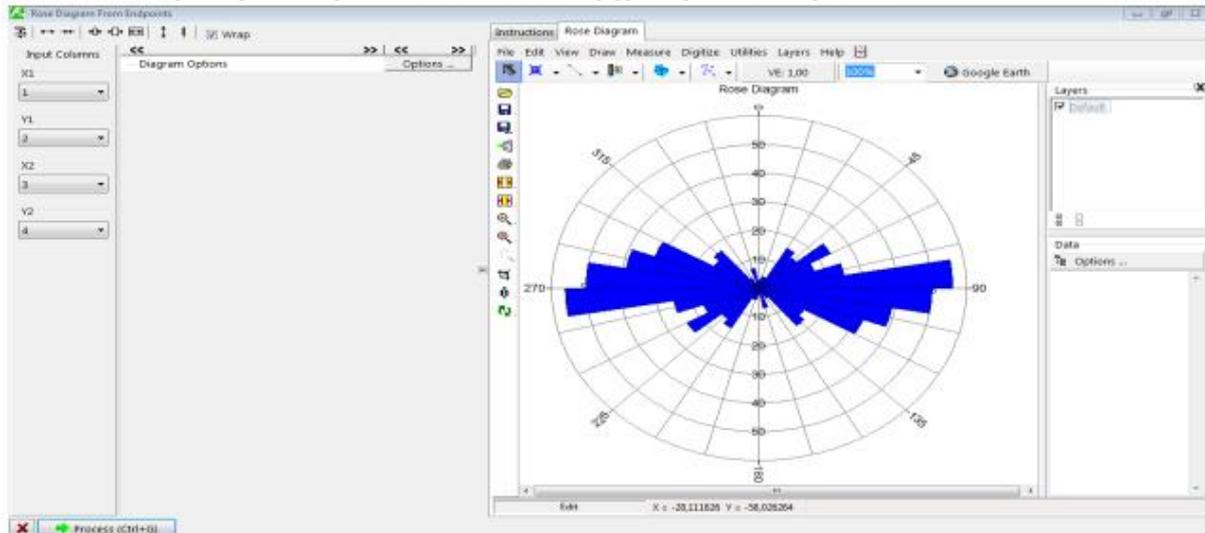


13



14

File,export,we save as gpnj or tif,.....



Recommendations

There is some very small evidence of fringes but nothing significant. This area is too mountainous and there is not enough good data to see any strong signatures of ground deformation with InSAR technique.

