RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNVERSITÉ DE OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ENERGIES
RENOUVELABLES ET DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE
L'UNIVERS
DÉPARTEMENT DE SCIENCES DE LA TERRE ET DE
L'UNVERS

THESE
PRÉSENTÉE POUR L'OBTENTION DU DIPLÔME DE
DOCTORAT ES SCIENCES EN SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Géologie.
Option : Géochimie de surface.

Présenté par :
Mr: HADJKOUIDER MOHAMMED

THÈME

GEOCHIMIE ET MINERALOGIE DES FORMATIONS ET DES EAUX DE LA NAPPE SUPERFICIELLE DE OUARGLA

Soutenu publiquement le : 13/06/2019

Devant le jury composé de :

M. HACINI Messaoud	**Pr. Univ. De Ouargla**	**Président**
M. NEZLI Imed Eddine	**Pr. Univ. De Ouargla**	**Directeur de thèse**
M. DJIDEL Mohammed	**Pr. Univ. De Ouargla**	**Examinateur**
M. CHELLAT Smaine	**MCA Univ. Constantine1**	**Examinateur**
M. AISSANI Belkacem	**Pr. Univ. De Blida1**	**Examinateur**
M. BRINIS Nafaa	**MCA Univ. De Batna1**	**Examinateur**

Année Universitaire : 2018/2019.

Résumé

Résumé: La région de Ouargla souffre depuis plus d'une trentaine d'années de phénomènes de remontée et minéralisation excessives (de 50 g/L à 190 g/L) des eaux de la nappe superficielle (phréatique), ainsi que la salinisation des formations sus-jacentes. Cette remontée des eaux est, supposée, attribuée à la surexploitation des eaux des nappes aquifères profondes ; pour les besoins d'irrigation et d'alimentation en eau potable, qui ne trouvent pas un exutoire naturel efficace et un réseau d'assainissement adéquat capables d'évacuer d'énormes quantité d'eaux, sachant pertinemment que la topographie de la zone d'étude est presque plane, et est jalonnée par des dépressions fermées (chotts et sebkhas).

Les fluctuations saisonnières du niveau de la nappe ont des conséquences néfastes sur la stabilité des sols (affaissements de terrain) et des ouvrages du génie civil et hydraulique.

Par ailleurs, des contraintes géologiques et structurales, semblent être à l'origine de ce phénomène qui persiste jusqu'à présent.

Ce mémoire de thèse est une contribution à l'étude de ce phénomène complexe, et constitue une approche géochimique à l'étude des eaux et des formations géologiques de la nappe superficielle de cette zone d'étude et leur relation avec la nature lithologique et structurale de l'encaissant géologique, ainsi que les formations aquifères sous-jacentes et profondes, mais aussi d'établir une relation entre ce phénomène de remontée des eaux et la formation des chotts et sebkhas.

En effet, nous avons tenté de reconstituer l'évolution structurale des formations aquifères par la compilation et la combinaison graphique et cartographique des différentes données géologiques, structurales, géophysiques et spatiales. Par ailleurs, des mesures et des analyses faites par nos soins in-situ, et aux laboratoires spécialisés, portant sur des paramètres physicochimiques, chimiques et isotopiques (oxygène 18 et Deutérium) sur les eaux de cette nappe superficielle. Ainsi, des analyses géochimiques et minéralogiques (Diffraction et fluorescence des rayon X (DRX, FRX..) sur des formations de surface et de subsurface nous ont permis d'établir des simulations graphiques, cartographiques et thermodynamiques à l'aide de softwares appropriés.(Surfer, Petrel, Rockwork, Arcgis, Phreeqc, Diagrammes….).

Les principaux résultats obtenus montrent que les principales causes de la remontée et la minéralisation des eaux et des formations de la nappe superficielle de Ouargla sont, d'ordre géologique global qui intègre la nature lithologique (interactions eaux/roche), l'aspect structurale (tectonique) et géomorphologique des formations. Cette nappe aquifère subsiste depuis des milliers d'années et est loin d'être, exclusivement, en rapport avec l'activité humaine dans la région.

Cependant, les interactions mutuelles entre les formations de la nappe superficielle et les eaux des nappes sous-jacentes du système aquifère superposé du Continental Intercalaire et complexe terminal, par une drainance qui achemine de teneurs notables en silice à travers les failles suscitées en donnant ainsi, nai ssance à une composition chimique et minéralogique homogène identifiable sur terrain, constituée de carbonates et silice, observable sous formes de graviers et blocs de silex d'âge Quaternaire.

Mots clés : remontée des eaux, nappe superficielle, minéralisation, géochimie, isotopes, failles, configuration structurale.

Abstract

Abstract: The Ouargla region has been suffering for over than thirty years of phenomena of excessive rise and mineralization (from 50 g / l to 190 g / l) of the waters of the superficial (phreatic) water table, as well as the salinisation of the overlying formations. This rise in water is supposedly attributed to the overexploitation of the waters of the deep aquifers; for irrigation and drinking water needs, which do not have an effective natural outlet and adequate sanitation network capable of evacuating huge amounts of water, knowing full well that the topography of the study area is almost flat, and is marked by closed depressions (chotts and sebkhas).

Seasonal fluctuations in groundwater levels have adverse effects on soil stability (land droop) and civil construction and hydraulic handiwork.
In addition, geological and structural constraints seem to be at the origin of this phenomenon which persists until now.

This thesis is a contribution to the study of this complex phenomenon, and constitutes a geochemical approach to the study of the water and geological formations of the surface water of this study area and their relation with the lithological nature and structural the geological layers, as well as the underlying and deep aquifer formations, but also to establish a relationship between this upwelling phenomenon and the formation of chotts and sebkhas.

Indeed, we have tried to reconstruct the structural evolution of the aquifer formations by compiling and graphical and cartographic combination of the different geological, geophysical, structural and spatial data. In addition, measurements and analyzes made by us in-situ, and in a specialized laboratories, dealing with physicochemical, chemical and isotopic parameters (oxygen 18 and Deuterium) on the waters of this superficial water table. Thus, geochemical and mineralogical analyzes (X-ray diffraction and fluorescence (XDR, XRF ..) on surface and subsurface formations enabled us to establish graphical, cartographic and thermodynamic simulations using appropriate software. (Surfer, Petrel, Rockwork, Arcgis Phreeqc, Diagrams ....) ..

The main results obtained show that the main causes of the rise and mineralization of waters and formations of the surface water of Ouargla are of global geological order which integrates the lithological nature (water-rock interactions), structural configuration (tectonics) and geomorphologic characteristics. This aquifer has been existed for thousands of years and is far from exclusively related to human activity in the region.

However, the mutual interactions between the formations of the superficial aquifer and the water of the aquifers underlying the superimposed aquifer system of the Continental Intercalaire and the terminal complex, by a draining which carries significant contents of silica through the faults evoked thus giving, birth to a homogeneous chemical and mineralogical composition identifiable on the ground, composed of carbonates and silica, observable in the form of gravel and flint blocks Quaternary age.

Key words: upwelling, surface water table, mineralization, geochemistry, isotopes, faults, structural configuration.

ملخص

ملخص : تعاني منطقة ورقلة منذ أكثر من ثلاثين عامًا من الظواهر ذات الارتفاع المفرط والتمعدن (من 50 غ / لتر إلى 190 غ/ لتر) من مياه المسطح المائي السطحي (أرضي) ، بالإضافة إلى تملح التكوينات المحيطه . نضريا يُعزى هذا الصعود في الماء إلى الاستغلال المفرط لمياه الطبقات العميقة ؛ للري واحتياجات مياه الشرب ، التي ليس لديها منفذ طبيعي فعال وشبكة صرف مناسبة قادرة على إخلاء كميات هائلة من المياه ، مع العلم أن طبوغرافيا المنطقه المدروسه شبه مستوية وتتخللها منخفضات مغلقة (شطوط وسبخات)

تؤثر التقلبات الموسمية في مستويات المياه الجوفية على استقرار التربة (هبوط الأرض) والهياكل المدنية و الهيدروليكية. بالإضافة إلى ذلك ، تبدو الضروف الجيولوجية والهيكلية أصل هذه الظاهرة المستمرة حتى الآن .

هذه الأطروحة هي مساهمة في دراسة هذه الظاهرة المعقدة ، وتشكل مقاربة جيوكيميائية لدراسة المياه والتكوينات الجيولوجية للمياه السطحية في منطقة الدراسة وعلاقتها بالطبيعة الصخرية والهيكلية للمحيط الجيولوجي بمافي ذالك تكوينات طبقة المياه الجوفية الكامنة والعميقة ، ومحاولة إثبات العلاقة بين هذه الظاهرة (صعود المياه الجوفه) و وتكون الشطوط والسبخات .

وعليه ، لقد حاولنا إعادة بناء التطور الهيكلي لتشكيلات طبقة المياه المختلفه عن طريق تجميع ومزيج بياني ورسم خرائط للبيانات الجيولوجية والجيوفيزيائية وفضائيه. بالإضافة إلى ذلك ، القياسات والتحليلات التي أجريناها في الموقع ، والمختبرات المتخصصة ، والتعامل مع المعالم الفيزيائية والكيميائية ونظائر (الأوكسجين 18 و لدتيريوم) في هذه مياه السطحية. وهكذا ، فإن التحليلات الجيوكيميائية والمعدنية والأشعة السينية بنوعيها (XRF XRD) ، على التكوينات السطحية والجوفية مكنتنا من إنشاء محاكيات بيانيه وكرطوغرافيه وديناميكية حرارية باستخدام البرامج مناسبة والمتخصصه (Surfer, Petrel, Rockwork, Arcgis Phreeqc, Diagrams....)
تظهر أهم النتائج المتحصل عليها أن الأسباب الرئيسية لارتفاع وتمعدن المياه وتشكيلات السطحية في ورقلة نتاج النظام الجيولوجي العام الذي يدمج الطبيعة الصخرية (تفاعلات الماء والصخور) ، التكوين البنيوي (التكتونيات) والتشكيلات الجيومورفولوجية. ولقد تواجدت هذه السطوح المائيه منذ آلاف السنين وهي بعيدة كل البعد عن أن تكون ذات صلة حصرية بالنشاط البشري في المنطقة .

ومع ذلك ، فإن التفاعلات المتبادلة بين طبقات المياه الجوفية السطحية ومياه طبقات الجوفية و نظام طبقات المياه الجوفية لمتراكب النهائي (CT) و القاري المتوسط (CI) والتكوينات المحيطة ، من خلال الصعود الذي يحمل محتويات كبيرة من السيليكا من خلال الفيالق التي تم ذكرها سابقا مما ينتج عن ذالك تركيبة كيميائية ومعدنية متجانسة يمكن تحديدها على الأرض ، تتكون من كربونات وسليكا ، يمكن ملاحظتها على شكل حصى وكتل صوانية ذات عمر رباعي.

الكلمات المفتاحية: المياه السطحية ، السطوح المائيه ، التمعدن ، الجيوكيمياء ، النظائر ، الفيالق ، التكوين الهيكلي.

Dédicaces

C'est grâce à Allah que les bons projets s'accomplissent.
Je dédie ce travail à ceux que je ne pourrais jamais remercier assez, à mes parents qui ont semé en moi le respect et l'amour de la science;
A ma femme, qui m'a aidé dans les responsabilités parentales durant mon absence pour réaliser ce travail;
A mes enfants: Soumia, Asma, Ahmed Yacine et Oussama;
A mes frères et mes sœurs;
A la mémoire de mes grands parents;
A la grande famille de Hadjkouider sans cité les noms;
A toute l'Algérie, terre d'honneur et de liberté;
A toute l'Humanité, de paix et de respect.

REMERCIEMENTS

C’est une habitude saine que de remercier au début d’un tel travail tous ceux qui, plus ou moins directement, ont contribué à le rendre possible. Même si dans mon cas, cette liste peut sembler plus longue que d’habitude, c’est avec mon enthousiasme le plus vif et le plus sincère que je voudrais rendre mérite à tous ceux qui (plus ou moins récemment) à leur manière m’ont aidé à mener à bien cette thèse.

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes très vifs remerciements à tous mes enseignants de magister de la filière géologie /option géochimie de surface de la faculté des sciences de la terre, université d’Ouargla, auxquels je dois beaucoup pour ma formation.

Je remercie particulièrement mon promoteur Prof. NEZLI IMED EDDINE, qui m'a fait profiter de ses connaissances et de son soutien moral et qui n'a pas hésité un seul instant à m'encourager et pour tous les conseils et l'aide précieux qu'il m'a transmis.

Au Pr. HACINI MESSOUAD qui m’a honoré en acceptant d’être Président de ce jury mais également pour tous ses conseils toujours pertinents et attentifs et pour ses cours de Magister très précieux pour améliorer notre formation.

Aux docteurs et professeurs, AISSANI BELKACEM de Univ de Blida, DJIDEL MOHAMED Univ .de Ouargla, BRINIS Nafaa Univ.de Batna1 M. CHELLAT Smaine de Univ. Constantine1qui m’ont honoré en acceptant d’être Examinateurs dans ce jury et d’être présents ici aujourd’hui. Chacun d’eux mérite un remerciement plus particulier.

Il m’est également impossible d’oublier Pr. BEDIR MOURAD (University of Carthage | UCAR · The Water Research and Technology Centre of Borj-Cedra (CERTE), CRSTRA. ex-directeur de CERTE), qui m'a fait profiter de ses connaissances et pour tous les conseils et l'aide précieux qu'il m'a transmis.

Sans oublier Pr. HADDOUM HAMID, mon promoteur d'ingéniera et Pr. Drarni Omar de l'université de Bab Ezzouar -Alger pour leurs soutien et assistance pour la réalisation de ce travail.

Mes vifs remerciements vont également à monsieur TOUAHRI ABELJABAR et AZZOUI MOHAMMED de l'université d’Ouargla, pour leurs soutiens et ses encouragements. Je remercie également mes collègues GARRADI HOUCINE, et IDDIR HOUARI-MENAD qui ont mis à ma disposition les informations nécessaires et l’aide qui j’ai besoin pour l’élaborer ce travail.

Je remercie tous mes collègues du département et spécialement ceux de ma promotion de Magistère. Ils m’ont encouragé à terminer ce travail.

REMERCIEMENTS

Je remercie l'ensemble du personnel de LTPS unité de Ghardaïa et spécialement NACER, SBAA, KALTHOUM, LAID ET TYAB, pour les services qu'ils m'ont rendus.

J'adresse mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance à Madame BEN ARRACHE SOUAD, à université de Laghouat et responsable de laboratoire DRX à l'université de Laghouat pour les services qu'ils m'ont rendus.

Je tiens également à remercier toute ma famille pour son soutien constant tout au long de mes études de doctorat et de préparation de cette thèse. Par crainte d'avoir oublié quelqu'un, que tous ceux et toutes celles dont je suis redevable se voient ici vivement remerciés.

Enfin merci à toutes les personnes que je n'ai pas citées ici et qui se reconnaîtront dans ces quelques lignes.

بسم الله الرحمن الرحيم

وَأَنزَلْنَا مِنَ السَّمَاءِ مَاءً بِقَدَرٍ فَأَسْكَنَّاهُ فِي الْأَرْضِ ۖ وَإِنَّا عَلَىٰ ذَهَابٍ بِهِ لَقَادِرُونَ .المؤمنون- الآيه: 18

إِنَّ مِنَ الْحِجَارَةِ لَمَا يَتَفَجَّرُ مِنْهُ الْأَنْهَارُ ۚ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَشَّقَّقُ فَيَخْرُجُ مِنْهُ الْمَاءُ. البقرة - الآيه: 74.....

TABLE DE MATIERE

	Page
Table de matière	VII
Liste des figures	XIV
Liste des tableaux	XIIV
INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE GENERALITE ET BIBLIOGRAPHIE	3
CHAPITRE I : LES DONNEES PHYSIQUES DE LA REGION D'ETUDE	3
INTRODUCTION	4
I.1- Situation géographique	4
I.2-Topographie et géomorphologie	6
I.2.1/Les Hamadas	6
I.2.2/Les collines gréseuses	6
I.2.2.a /Les Regs	6
I.2.3/ Les dépressions	6
I.2.4- Caractéristiques géomorphologiques de la région d'Ouargla	7
I.3. L'hydrologie	10
I.3.1: Réseaux hydrographiques de la région d'Ouargla	12
I.3.1/Oued M'ya	12
I.3.2/Oued N'sa et Oued M'Zab	12
I.4-Le climat	13
I.4.1/Les précipitations	13
I.4.2/La température	14
I.4.3/L'évaporation	14
1.4.4/Les Vents	15
I.4.5/L'humidité	15
I.4.7/La nébulosité	15
I.5.Le bilan hydrique de la région	16
CONCLUSION	17
CHAPITRE II: LA GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE	18
INTRODUCTION	20
II.1.1. La géologie de la plate-forme Saharienne et de Maghreb	20
II.1.1-1/-Evolution géodynamique du Maghreb	20
II.1.1-1.b/Tertiaire	24
II.1.1-1.c/Crétacé	25
II.1.1-2/La plate-forme saharienne	25
II.1.1-3 /La tectonique paléozoïque de la plate-forme saharienne	28
II.1.1-3.a/La distension cambro-ordovicienne	28
II.1.1-3.b/La compression Taconique	29
II.1.1-3.c /La Distension Silurienne	29

TABLE DE MATIERE

II.1.1-3.d/La Compression Calédonienne	**29**
II.1.1-3.e /La Distension Du Dévonien Inferieur	**29**
II.1.1-3.f /Mouvements du Dévonien moyen et supérieur	**30**
II.1.1-3.g /Mouvements post-Famenniens	**30**
II.1.1-3.h /Les mouvements Hercyniens majeurs	**30**
II.1.1-4 Evénements Méso-Cénozoïques sur la plate-forme saharienne:	**30**
II.1.1-4.a /Le Trias	**31**
II.1.1-4.b /Le Jurassique : Hettangien	**31**
II.1.1-4.c /Sinemurien-Malm	**31**
II.1.1-4.d/Le Crétacé: Néocomien-Barrémien	**31**
Aptien	**32**
Albien	**32**
Cénomanien	**32**
Turonien	**32**
II.1.1-4.e /Fin Crétacé- Tertiaire	**32**
II.1.1-5/Les Mégastructures de la plateforme Saharienne	**33**
II.1.1-6-/STRATIGRAPHIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE	**34**
II.1.1-5.a/Primaire	**35**
II.1.1-5.b/Secondaire	**35**
II.1.1-5.c /Tertiaire	**36**
II.2-CADRE GEOLOGIQUE LOCAL	**36**
II.2.1/La tectonique	**36**
II.2.1/a. Précambrienne	**36**
II.2.1/b. le Cambro-Silurien	**37**
II.2.1/c. Phase Hercynienne	**37**
II.2.1/d. Le cycle Panafricain	**37**
II.2.1/.e. Le cycle Alpin	**37**
II.2.1/f. La Néotectonique et activité sismique actuelle	**38**
II.3. LA GEOLOGIE DE OUED M'YA	**40**
II.3.1/LE Paléozoïque	**40**
II.3.1-a/Cambrien	**40**
II.3.1-b/L'Ordovicien	**40**
II.3.1-c/Silurien	**40**
II.3.1-d/Dévonien	**41**
II.3.1-e/Carbonifère	**41**
II.3.2/LE Mésozoïque	**43**
II.3.2-a/Le Trias	**43**
II.3.2-b/Le Jurassique	**43**
II.3.2-c/Le Crétacé	**43**
II.3.2-d/Néocomien	**43**
II.3.2-e/ Barrémien	**43**
II.3.2-f/L'Aptien	**44**

TABLE DE MATIERE

II.3.2-g/L'Albien	44
II.3.2-h/Le Cénomanien	44
II.3.2-i/Le Turonien	44
II.3.2-j/Le Sénonien	44
II.3.3-LE CENOZOÏQUE	44
II.3.3-a/L'Eocène	44
II.3.3-b/Le Mio-Pliocène	45
II.3.4/Le Quaternaire	45
II.4- L'hydrogéologie et hydrodynamique de la nappe superficielle	48
II.4.1/ Les formations aquifères du Sahara septentrional	48
4.1. a /Le Trias	48
4.1. b/ Le Jurassique inférieur et moyen	48
4.1. c/Le Crétacé inférieur	48
4.1. d/Le Crétacé supérieur	49
4.1. e/Le Tertiaire continental	50
II.4.2/Les formations aquifères du la cuvette de Ouargla	51
II.4.2.1/ les formations aquifères à nappe libre, semi libre à semi captive	51
II.4.2.1.a/Nappe phréatique du Quaternaire	52
II.4.2.1.b/ Nappe du Mio-pliocène	52
1.4.2.2/les formations aquifères captives	52
1.4.2.2.a/ Nappe Sénono Eocène	52
1.4.2.2.c/Le Continental Intercalaire	52
II.4.3/Alimentation et rechargement du CI	54
CONCLUSION	54
Références bibliographiques	56
DEUXIEME PARTIE	61
CHAPITRE III: RECONSTITUTION DE LA GEOLOGIE DES FORMATIONS AQUIFERES SUPERFICIELLES	62
INTRODUCTION	63
III-1/CARTOGRAPHIE DES FRACTURATIONS ET DE FORMATIONS DE SURFACE PAR TELEDETECTION	63
III-1-1/CARTE DES FORMATIONS DE SURFACE	63
III-1-1-1/Méthodologie et résultats	63
III-1-1-1.a/Présentation de site d'étude	63
III-1-1-1.b /Choix de la méthode d'investigation	63
III-1-1-1.c/visites de terrain	64
III-1-1-2/Interprétation de la carte des formations de surface	65
III-1-1-2.a/les formations à sables éoliens et alluviaux	66
III-1-1-2.c/Les formations à sols salés humide et efflorescences saline	67
III-1-1-2.d/Les formations calcaire et calcaire dolomitique	67
III-1-1-2.e/Les formations gréseuses	67
III-1-1-2.f/ Les formations à Graviers silex	67

TABLE DE MATIERE

III.1.2 CARTOGRAPHIE DU RESEAU DE FRACTURES	**68**
III.1.2.1/Méthodologie et résultats	**68**
III.1.2.1.a/Réalisation de la carte des linéaments	**69**
III.1.2.1.b/Interprétation de la carte linéamentaire et de la rosace directionnelle	**71**
III.1.2.2./Geometrie de l'aquifere	**74**
III.1.2.2.1/Données géologiques et structurales	**74**
III.1.2.2.2/ structures morpho-géologiques et indices néotectoniques	**76**
III.1.2.2.3 /LES PARTICULARITES MORPHOLOGIQUES ET STRUCTURALES DE LA CUVETTE DE OUARGLA ET SES ENVIRONS	**80**
III.1.2.2.3.a/Les mouvements de surface	**80**
III.1.2.2.3.b/Le réseau hydrographique	**81**
III.1.2.2.3.c/ La fracturation	**81**
III.1.2.2.4. /LES PHASES TECTONIQUES AFFECTANT LA REGION D'ETUDE	**82**
III.1.2.2.4.a/la phase hercynienne	**82**
III.1.2.2.4.b/les mouvements Méso-Cénozoïques	**82**
III.1.2.2.4.c/la phase Plio-Quaternaire	**84**
III.1.2.2.5./Les preuves des rôles des linéaments et fractures dans le mécanisme des fonctionnements passés et actuels des sebkhas dans la région de Ouargla	**85**
III.1.2.2.5.a/les preuves géologique et sismiques	**87**
III.1.2.2.5.b/alignement des sebkhas dans la région	**89**
III.1.2.2.5.c/le bassin de Sebkhat Safioune	**90**
III.1.2.2.6/Modèle structural et cinématique de la cuvette de Ouargla et ses environs	**91**
III.1.2.2.7/Model structural et cinématique géologique global de cuvette de Ouargla et ses périphéries	**92**
CHAPITRE IV:ETUDE DE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE QUATERNAIRE DE LA CUVETTE DE OUARGLA	**95**
IV.1/Le Quaternaire des régions sahariennes	**96**
IV.2/Les affleurements	**96**
IV.3/Les données géophysiques: les sondages électriques verticales	**97**
IV.3.1/dispositif de l'acquisition des données géophysiques	**97**
IV.3.2/Interprétation de la carte iso-résistivités	**100**
IV.3.3/Interprétation des profils électriques	**102**
IV.3.3-a/Les profils électriques de l'aval (A, B, C et D)	**102**
IV.3.3-b/Profils E et F	**103**
IV.3.3-c/Les profils du centre (G, H et J)	**104**
IV.3.3-d/Profil M	**104**
VI.3.3-e/Profil N	**105**
IV.3.3-f/Profil P	**105**
IV.3.3-g/Profil Q	**105**
IV.3.3-g/Profil R	**106**
IV.3.3-g/Profil V	**106**
IV.3.4/ Interprétation des coupes géo-électriques	**107**

TABLE DE MATIERE

IV.3.4-a/la coupe 1	**107**
IV.3.4-b/la coupe 2	**107**
IV.3.4-c/ la coupe 3	**110**
IV.3.4-d/ la coupe 4	**110**
IV.3.5/Apport de la prospection électrique	**112**
IV.3.6/Apport des forages mécaniques	**112**
IV.3.7/ Carte du substratum Mio-Pliocène	**113**
IV.4/ PIEZOMETRIE DE LA NAPPE PHREATIQUE	**114**
IV.4.1/Inventaire des points d'eau	**114**
IV.4.2/Evolution de la piézométrie	**114**
IV.4.3/Geometrie de l'aquifere	**115**
CONCLUSION	**116**
Références Bibliographiques	**118**
LA TROISIEME PARTIE	**123**
CHAPITRE V: LITHOLOGIE ET GEOCHIMIE DES FORMATIONS AQUIFERES SUPERFICIELLES	**123**
V-1/Methodologie	**124**
V-1-1/Au laboratoire	**124**
1-a/Acquisition des données analytiques	**124**
1-a-2/Analyses Minéralogiques	**125**
1-a-2-2/Le quaternaire des régions sahariennes	**126**
1-a-3/interprétation des résultats des analyses minéralogiques et géochimiques	**128**
1-a-3-1/Les formations superficielles sable éolien moyen à grossier	**128**
Localisation	**128**
Description visuelle	**128**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**128**
Résultats d'analyses DRX	**130**
1-a-3-2/les formations superficielles sables fins à moyens limoneux	**130**
Localisation	**130**
Description visuelle	**130**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**130**
Résultats d'analyses en DRX	**132**
1-a-3-3/- les formations superficielles sables fins gypseux blanchâtres	**132**
Résultats d'analyses en DRX	**134**
1-a-3-4/les formations superficielles graviers silex	**134**
Localisation	**134**
Description visuelle	**134**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**134**
Résultats d'analyses en DRX	**136**
1-a-3-5/les formations superficielles encroûtement gypseux	**136**
Localisation	**136**
Description visuelle	**136**

TABLE DE MATIERE

Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**136**
Résultats d'analyses en DRX	**137**
1-a-3-5/les formations superficielles sols salins humides et efflorescences salines	**138**
Localisation	**139**
Description visuelle	**139**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**139**
Résultats d'analyses en DRX	**139**
1-a-3-7/les formations superficielles plateau Pliocène continental	**140**
Localisation	**140**
Description visuelle	**140**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :	**140**
Résultats d'analyses en DRX	**141**
1-a-3-8/les formations superficielles grés rouges Mio_Pliocène	**142**
Localisation	**142**
Description visuelle	**142**
Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique	**142**
Résultats d'analyses en DRX	**143**
1-a-4-Relation entre les différentes formations de surfaces	**143**
Relation génétique	**143**
Relation spatial	**144**
Relation chronologiques	**144**
CONCLUSION	**145**
CHAPITRE VI: LITHOLOGIE ET GEOCHIMIE DES FORMATIONS AQUIFERESDE SUB-SURFACE	**146**
VI -1/LES METHODES DE REALISATION DE XRD ET XRF	**147**
VI -2/Fluorescence des rayons X, analyse XRF	**148**
VI-3/Méthodologie de traitement et d'interprétation des résultats	**150**
VI-4/INTERPRETATION DES LES RESULTATS D'ANALYSES DRX ET XRF DES TERRAINS DE SUBSURFACES	**152**
VI-4-1/Les résultats d'analyse X Ray et XRFl'échantillon S1	**153**
Les résultats d'analyse X RAY	**153**
Les résultats d'analyse XRF	**154**
VI-4.2/Les résultats d'analyse X Ray et XRFl'échantillon S2	**154**
Les résultats d'analyse X RAY	**155**
les résultats d'analyse XRF	**156**
VI- 4.3/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S3	**157**
Les résultats d'analyse XRF	**159**
VI- 4.4/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S4	**160**
VI- 4.5/Les résultats d'analyse XRF	**162**
VI- 4.6/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S5	**163**
VI- 4.7/Les résultats d'analyse XRF	**165**
VI- 5. Interprétation des résultats	**166**

TABLE DE MATIERE

CONCLUSION	**171**
Références bibliographiques	**172**
QUATRIEME PARTIE	**173**
CHAPITRE VII: ETUDE DES INTERACTIONS ROCHE–EAU	**173**
INTRODUCTION	**174**
VII.1/ORIGINE DES AMAS ET GRAVIERS DE SILEX DANS NOTRE REGION D'ETUDE	**175**
VII.1-a/Phénomènes d'altération	**178**
VII.1-b/Interprétation chimique des interactions eaux-roches	**178**
Le mécanisme réactionnel de la dissolution des carbonates	**179**
Dissolution dans l'eau pure	**179**
Dissolution dans l'eau chargée en CO2	**179**
VII.1-c/Origine de silice	**182**
Le comportement de silice et l'eau	**182**
Précipitation du silicium	**183**
Désiliciage par Mg2+	**183**
VII.1-d/: Mécanisme d'interaction entre fluide riche en silice et carbonates solides	**184**
VII.2/ CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES SILEX DE NOTRE REGION D'ETUDE	**185**
VII.2-1/Analyse par microscope électronique à balayage (MEB) associée a analyse ponctuelle par Edx	**185**
VII.2-2/Origine probable de silice de notre région d'étude	**193**
VII.2-3/Les processus de formation de silex dans la région de Ouargla	**193**
VII.2-4/Origine des silex dans la cuvette d'Ouargla, les témoignages et manifestations sur terrain	**194**
VII.2-5/Les étapes de formation de silex	**195**
CONCLUSION	**195**
CHAPITRE VIII **ACQUISITION DE LA GEOCHIMIE DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE**	**196**
INTRODUCTION	**197**
VII.3/1-L'acquisition des données physicochimiques et géochimiques des eaux	**197**
VII.3/1-1/Interprétation hydrochimique des données	**197**
VII.3/1-1.a/les Caractéristiques physicochimiques	**197**
VII.3/1-1.b/La conductivité électrique	**198**
VII.3/1-1.c/Le pH	**199**
VII.3/1-2/Facies chimique des eaux	**199**
VII.3/1-3/Relation entre les éléments chimiques majeurs et origine de la minéralisation	**200**
VII.3/1-4/Mise en évidence des échanges de base	**202**
VII.3/1-5.Indices de saturation	**203**
VII.3/1-5.a/Variation de l'indice de saturation	**204**

TABLE DE MATIERE

VII.3/1-5.d/Relation indice de saturation –éléments chimique	**205**
VII.3/1-6 Origine des principaux éléments majeurs	**206**
VII.3/1-7 Mécanisme d'acquisition de la salinité des eaux de la nappe Quaternaire	**206**
VII.3/1-8 Evolution chimique des eaux souterraines et interprétation hydrogéologique	**208**
VII.4/ Interaction des eaux profondes et eaux de surfaces	**208**
VII.4.1/ Relations entre les différents aquifères dans la cuvette de Ouargla	**209**
VII.4.1.1/Les arguments géomorphologiques, géologiques et géophysique:	**209**
VII.4.1.2/Les arguments géochimiques et isotopiques	**213**
CONCLUSION	**217**
Références bibliographiques	**218**
CONCLUSION GENERALE	**221**
Annexes	**226**

LISTE DES FIGURES

Figures	Page
Fig. I.1:Situation géographique	5
Fig. I.2:vue générale de région d'étude (image satellite LandSat8 ETM^{+})	6
Fig. I.3.: profil topographique à travers la plateforme Saharienne	7
Fig. I.4: carte de topographie et géomorphologie	8
Fig. I.5: profil topographique-1 à travers la région d'étude	9
Fig. I.6: représentation schématique en 3D des reliefs de la région d'Ouargla	10
Fig. I.7: profil topographique-2 à travers la région d'étude	11
Fig. I.8 : Le réseau hydrographique sur image satellite	12
Fig. I.9.: réseau hydrographique et la répartition les différents Sebkhas et paléo-Sebkhas dans la région d'étude	14
Fig. I.9: Carte en isohyètes de précipitation moyennes annuelles du Sahara algérien (Meddi, M. &al. 1998).	15
Fig. I.10 : les variations des moyennes mensuelles de la vitesse de vent (O.N.M., 2005)	16
Fig. I.11: corrélation des moyennes mensuelles de insolation et l'évaporation (O.N.M., 2005)	17
Fig. I.12: corrélation des moyennes mensuelles d'humidité de la précipitation et l'évaporation (O.N.M., 2005)	17
Fig. II.1: la carte géologique de l'Algérie (Extraite de la carte géologique de l'Afrique 1/10.000.000.	20
Fig. II.2: Scénario cinématique schématique pour le Maghreb et la Méditerranée occidentale depuis le Crétacé supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009).	21
Fig. II.3: a: Carte de répartition de régimes de déformation générés à la limite de plaque montrant les taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007)	22
Fig. II.4: Carte de la cinématique des plaques africaine et eurasiatiques (Nocquet & Calais, 2004).	23
Fig. II.5: Mouvements relatifs Afrique-Asie (Paul TAPPONNIER, 1977)	23
Fig. II.6: Mouvements relatifs Afrique-Asie (d'après Paul TAPPONNIER, 1977).	24
Fig. II.7:enchainement géodynamique au Jurassique (a) et au Crétacé (b) (P. Tapponier, 1977)	25
Fig. II.8: Carte géologique simplifie du Sahara septentrional algérien et de l'extrême-Sud tunisien (G. Busson et al,. 1991(modifiée par OSS 2002)).	27
Fig. II.9: Coupe géologique (NW-SE) simplifiée à travers les différents ensembles géologiques de l'Algérie.	28
Fig. II.10: schéma structural de la plateforme saharienne 1: domaine Alpin; 2:socle précambrien; 3: flexures ou failles ; 4: môle, horst ou haut structural (Takherist, D., 1986).	32
Fig. II.11: carte géologique de Oued M'ya (modifier et actualisée par nos soins).	41
Fig. II.12: carte des sols et d'occupation de surface	45
Fig. II.13: Colonne stratigraphique type de la région d'étude ((BKHC- 1)- Sonatrach région de Berkaoui (2016).).	46
Fig. II.14 : Coupe hydrogéologique à travers le Sahara (UNESCO., 1972)	47
II.15 : Les formations géologiques et les aquifères du bassin saharien algérien (OSS et SASS., 2002).	50

LISTE DES FIGURES

Fig. II.16: Carte de l'extension et des épaisseurs de l'Albien sablonneux (G. Busson., 1972)	**52**
Fig. II.17 : Colonnes stratigraphique des sondages J.10-580 et J.10-816 (LATRECH, D. 1997. Modifie).	**53**
Fig.III.1:Organigramme de la méthodologie suivi dans la réalisation de la carte des formations de surface.	**64**
Fig.III.2 : Carte des formations de surface de la région d'étude	**65**
Fig.III.1:Organigramme de la méthodologie suivi dans la réalisation de la carte des formations de surface.	**69**
Fig.III.4.:Rosas et statistiques des principales directions de linéaments à l'échelle de la région d'étude.	**70**
Fig.III.5: cartes des linéaments	**72**
Fig.III.6: cartes des linéaments et failles signalées antérieurement et extension possible de ces failles.	**73**
Fig.III.7:Schéma structural du Bloc 438 de Sonatrach (BEICIP, 1992).	**74**
Fig. III.8: perspective 3D (MNT) de Oued M'ya	**75**
Fig.III.9 : La Coupe C1	**76**
Fig.III.10 : La coupe C2	**77**
Fig.III.11 : La coupe C3	**77**
Fig.III.12 : La coupe C3'	**78**
Fig.III.13:la coupe C4	**78**
Fig.III.14:perspective de la géomorphologie et la position des linéaments et failles.	**81**
Fig.III.15:les grandes provinces et les grandes fractures au Sahara central et occidental (J.Faber., (1925)).	**82**
Fig.III.16.: Le Sahara occidental et central par rapport au rameau africain de l'orogenèse varsique (J.Fabre., 1925).	**84**
Fig.III.17: Carte morpho-tectonique de la cuvette de Ouargla et ses environs	**85**
Fig.III.18: Réinterprétation de section sismique dans la région d'étude	**87**
Fig.III.19: interprétation géologique de la section sismique	**87**
Fig.III.20:coupe géologique 3D avec axes des éléments structuraux (schématiques).	**88**
Fig.III.21: vue d'ensemble des sebkhas et leur alignement suivant un couloir NNE-SSW	**89**
Fig.III.22: Modèle structural et cinématique de la région d'Oued M' ya	**92**
Fig.III.23: Modèle structural et cinématique théorique des bassins en Pull Appart (Wolfgang Frisch et al. 2011).	**93**
Fig. IV.1 : Colonnes stratigraphique des affleurements de Mio-Pliocène	**96**
Fig. IV.2: VES sondage géo-électrique et dispositif de Schlumberger.	**97**
Fig. IV.3: Plan de position des profils électriques	**98**
Fig. IV.4: Carte d'isorésistivité avec AB=100m	**99**
Fig. IV.5: les coupes électriques E-W à travers sebkhat Safioune (A, B,C, et D)	**102**
Fig. IV.6: les coupes électriques E-W au sud de sebkhat Safioune(E et F).	**102**
Fig. IV.7.: les coupes électriques E-W au sud de sebkhat Safioune (G, H, J).	**103**
Fig. IV.8: la coupe électrique E-W au sud de N'Goussa (M).	**103**
Fig. IV.9: la coupe électrique E-W au sud-Est de N'Goussa (coupe N)	**104**

LISTE DES FIGURES

Fig. IV.10: les coupes électriques E-W à travers Bour Elhaiche (les coupes Q et R).	**105**
Fig. IV.11: la coupe électrique E-W au sud-Est de N'Goussa.	**105**
Fig. IV.13: coupe géo-électrique (1et 2) à travers sebkhat Safioune et N'Goussa.	**108**
Fig. IV.14: coupe géo-électrique (3et 4) à travers Bour El-Haicha	**110**
Fig. IV.15: la carte en isobath la nappe Mio-Pliocène	**112**
Fig. IV.16: la carte en piézométrique la nappe phréatique (2010).	**113**
Fig. IV.17: la carte en piézométrique la nappe phréatique (2015).	**114**
Photo .V.1: diffractomètre des Rayons X sur poudre (Philips X'Pert-MPD X-ray Diffraction System).	**125**
Fig. IV.1 : A:carte de la géologiques de surface de oued M'ya	**126**
Fig. V.2: Diffractogramme de rayon x de formation de surface sables éoliens moyens à grossiers	**129**
Fig. V.4: Diffractogramme de rayon x de formation de surface de surface sables fins à moyens limoneux	**131**
Fig. V.5: Diffractogramme de rayon x de formation de surface à sable gypseux blanchâtre.	**133**
Fig. V.6:Diffractogramme de rayon x de la formation de surface gravier de silex (terrasse alluviale).	**135**
Fig. V.7:Diffractogramme de rayon X de surface croûte gypseuse polygonale	**137**
Fig. V.8: Diffractogramme de rayon x des sols salins humides et efflorescences salines (Hamdi-Aissa, B. 2001).	**139**
Fig. V.9: Diffractogramme de rayon x de l'état de surface plateau Pliocène.	**141**
Fig. V.10: Diffractogramme de rayon x des grés rouge Mio-Plicène.	**143**
Fig. V.11: Profil montrant la relation spatiale entre l'état de surface gypseux sec et humide (BENDADA, 2009)	**144**
Fig. V.12: Représentation schématique de la relation génétique entre les formations de surfaces (Hadj kouider. M., 2012).	**144**
Fig. VI-1: réalisation de XRF montage θ-θ et θ-2θ	**146**
Fig. VI-2: Définition des angles dans le montage de Bragg-Brentano	**146**
Fig.VI-3 Le diffractomètre rayons X Philips X'PERT (XRD.DKSH- Technology-X-Ray) (Université Malaya- laboratoire de minéralogie).	**147**
Fig. VI-4:Schéma de principe d'un appareil de fluorescence X dispersif en longueurs d'onde	**148**
Fig.VI-5: Axios-max advanced X-Ray Fluorescence WD Sequential spectrometer (mineralogy laboratory -Malaya University).	**148**
Fig. VI-6: les étapes de réalisation des analyses DRX et XRF.	**149**
Fig. VI-7: plan de position des échantillons.	**150**
Fig. VI-8: coupe stratigraphique de sondage S1	**151**
Fig. VI-9: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S1	**152**
Fig. VI-10: les phases minérale identifies par les rayons X dans l'échantillon S1	**152**
Fig. VI-11: coupe stratigraphique de sondage S2	**154**
Fig. VI-12: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S2	**154**
Fig. VI-13: les phases minérale identifies par les rayons X dans l'échantillon S2	**155**

LISTE DES FIGURES

Fig.14: coupe stratigraphique de sondage S3	**157**
Fig.15: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S3	**157**
Fig.16: les phases minérales identifiées par les rayons X dans l'échantillon S3	**158**
Fig.17:coupe stratigraphique de sondage S4	**160**
Fig. V.18: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S4	**161**
Fig. VI.19.: la phase minérale identifie par les rayons X dans l'échantillon S4	**162**
Fig. VI.20: coupe stratigraphique de sondage S5.	**163**
Fig. VI.21: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S5.	**163**
Fig.VI.22: les phases minérales identifiées par les rayons X dans l'échantillon S5	**164**
Fig. VI.24..: séquence d'approfondissement de la cuvette d'Ouargla.	**165**
Fig. V.23 profil faciologique, minéralogique et isotopique des sédiments Holocène d'âge Tardiglaciaire de Sebkha de Mellala-Ouargla (Gibert, E., 1990).	**166**
Fig. VI.24.: Corrélation stratigraphique des sondages carottés réalisés	**167**
Fig. VI.25.: Corrélation morpho-stratigraphique (W-E)	**168**
Fig.VI.26.:Corrélations des séquences de 3èmeordre du Néogène dans le bassin de l'Oued M'ya (CHELLAT S., 2014).	**169**
Fig.VII.1- Bilan simplifié de l'altération des minéraux.	**176**
Fig. VII.2:Taux de dissolution de la calcite mesurée à 298 K et diverses pressions partielles de CO2.	**178**
Fig. VII.3: Circulation des phases de silice dissoutes et solides dans le système d'eau (Laschet., 1982).	**180**
Fig. VII.4. Phenom ProX SEM with EDX for elemental identification & EDX Spectrum for elemental analysis from Phenom ProX SEM.	**183**
Fig. VII.5 : Stade final de l'altération chimique des carbonates et formation de silex	**184**
Fig. VII.6: Spectre EDX de l'échantillon slx1	**184**
Fig. VII.7: Spectre EDX de l'échantillon slx2.	**185**
Fig.VII.8:Taux de silice dans l'eau en fonction de profondeur	**186**
Fig.VII.10: Taux de silice dans l'eau en fonction TDS	**187**
Fig.VII.11: Taux de Ca dans l'eau en fonction de la profondeur	**188**
Fig.VII.12: Taux de Si dans les échantillons analysés en fonction de la profondeur.	**188**
Fig.VII.12: roche –eaux interaction et type d'eaux souterraines résultantes (L.Elango & al 2007).	**189**
Fig.VII.13: corrélation de entre le taux de Si et (Ca et Mg) dans la roche totale.	
Fig.VII.14: Relation entre la teneur en silice et le rapport Ca + 2 / Mg + 2 molaire aux principales sources karstiques de la ceinture ophiolitique des Dinari des intérieures serbes	**190**
Fig. VII .15: résultats d'analyses DRX	**190**
Fig.VII.16: différente positions et état d'un grain de silex à l'endroit de sa formation	**192**
Fig.VII.18: conductivité de l'eau la nappe (2015).	**196**
Fig.VII.19.: conductivité fonction l'activité de Ca de la nappe phréatique (2015)	**196**
Fig.VII.20: évolution de pH de la nappe de surface (2015)	**197**
Fig.VII.21: les faciès des eaux de surface et profondes de la cuvette de Ouargla (Diagramme de piper) (2015)	**197**

LISTE DES FIGURES

Fig. VII.22: Faciès géochimique des eaux (Nezli.IE (2009)	**198**
Fig. VII.23: Na fonction Cl de la nappe phréatique (2015)	**199**
Fig. VII.24: Indice de saturation de dolomie en fonction des activités de (Ca+Mg) (2015)	**199**
Fig. VII.25: corrélation entre les activités de Na et Ca (2015)	**200**
Fig. VII.26 les indices d'échange de base de l'eau de la nappe phréatique (2015)	**201**
Fig.VII.27: les indices de saturation de l'eau de nappe phréatique (2017)	**202**
Fig. VII.28: Indice de saturation de dolomie en fonction des activités de (Ca+Mg) (2015)	**203**
Fig. VII.29: Profondeur de l'eau de la nappe en fonction de l'anion traceur Cl- (Nezli.IE. (2009).	**204**
Fig. VII-30: Schéma de l'exutoire tunisien (SASS-OSS hydrogéologie volume II. juin 2003).	**206**
Fig. VII-31: Rôle du graben de Hun dans la zone de Al Jufrah, d'après Vol. Hydrogéologie, (Rapp. Final SASS-OSS, 2002).	**206**
Fig. VII-32 : Droite de mélange entre les eaux du Continental intercalaire et la recharge régionale dans la nappe du Complexe terminal de la région de Gabès.	**207**
Fig. VII-32: Coupe sismique avec les limites des couches géologiques, au Sud de la région d'étude.	**208**
Fig. VII-33:Schema structural interprete du bloc 438 (Boudjamaa., 1987).	**209**
Fig. VII-34. Structure généralisée de la discordance Hercynienne, mettant en évidence les bassins triasiques et mésozoïques et le réseau de failles d'Amguid (D. BOOTE & al., 1998).	**210**
Fig. VII-35: carte des linéaments et failles majeurs de la plateforme saharienne.	**210**
Fig. VII-36: corrélation entre les éléments majeurs Cl, Na, K et Ca) et le dioxyde de silice (SiO2).	**211**
Fig. VII-37: Age et sens d'écoulement des eaux de la nappe phréatique (CDTN" 1992)	**212**
Fig. VII-38: La relation Tritium-oxygène18 dans les eaux de la nappe phréatique dans cuvette de Ouargla (2017-2018).	**213**
Fig.VII.39: projection spatiale des teneurs en18O de la nappe phréatique, CI et CT (Guendouz & al., 1996)	**214**

LISTE DES PHOTOS

Photos	Page
Photo .V.1: diffractomètre des Rayons X sur poudre (Philips X'Pert-MPD X-ray Diffraction System).	125
Photos .V-2 : formation de surface sables éoliens moyens à grossiers	128
Photos. V-3 : formation de surface sables fins à moyens limoneux.	130
Photos. V-4 : formation de surface sables fins gypseuse blanchâtre.	132
Photos. V-5 : formation de surface graviers de silex (terrasse alluviale).	134
Photos. V-6 : formation de surface encroûtement gypseux (polygonal et massif)	136
Photos. V-7 : formation de surface sols salins humides et efflorescences salines	137
Photos. V-8 : formation de surface plateau Pliocène continental (Reg calcaire).	140
Photos. V-9 : formation de surface grés rouges Mio-Pliocène	142
Photo .VI-1:échantillon analysé (sondage 1)	151
Photo .VI-2:l'échantillon analysé (sondage 2).	153
Photo .VI-3: l'échantillon analysé (sondage 3).	156
Photo .VI-4.:l'échantillon analysé (sondage 4).	159
Photo .VI-5.:l'échantillon analysé (sondage 5).	162
Photo: VII.1: les éléments de transformation chimique dans le site étudié	174
Photo.VII.2: une vue du site étudié.	174
Photo: VII.3: Un échantillon de silex	181
Photo: VII.4: Exemple de formation de silex dans le dorsal de M'zab	181
Photo.VII.17:les différentes situations et états des silex à l'endroit de leur formation et accumulation.	192

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux	Page
Tableau. II.1 : Les phases tectoniques affectant la plateforme saharienne (A. Boujemaa, 1987).	39
Tableau. II.2 : Récapitulatif des différentes nappes aquifères de la basse Vallée de l'Oued M'ya (NEZLI., I.E et al. 2007).	52
Tableau.III.1:Ensemble des événements tectoniques et sédimentaires dans la plateforme saharienne.	80
Tableau. IV.1: Caractéristiques hydrogéologiques et géophysiques des formations aquifères.	111
Tableau. V.1 : Caractéristiques physiques de diffractomètre des Rayons X utilisé.	124
Tableau V-2 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (sables éoliens moyens à grossiers).	128
Tableau. V.3 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (sables fins à moyens limoneux)	130
Tableau V-4 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (sables fins gypseuse blanchâtre)	132
Tableau. V-5 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (graviers de silex)	134
Tableau. V.6 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (encroûtement gypseux)	136
Tableau. V- 7: Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (sols salins humides et efflorescences salines)	138
Tableau. V-8 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (plateau Pliocène continental).	140
Tableau.V-9 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (grés rouges Mio-Pliocène)	142
Tableau. VI-1: Liste de formules identifiées de l'échantillon S1	152
Tableau : VI-2: résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S1	153
Tableau VI-3: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S2.	155
Tableau VI-4. Résultats de l'analyse XRF (% des oxydes) de l'échantillon S2.	155
Tableau VI-5:Liste de formules identifiées dans l'échantillon S3	158
Tableau VI-6: Résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S3	158
Tableau : VI-7: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S4.	161
Tableau : VI-8: Résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S4.	161
Tableau.VI-9: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S5	164
Tableau VI-10: Résultats de l'analyse XRF (% des oxydes) de l'échantillon S5.	164
Tableau n°VII-1: caractéristiques générales de silex	174
Tableau.VII.2:résultat d'analyse en concentration relative en poids volumique des différents éléments identifiés slx1.	185
Tableau.VII.3:résultat d'analyse en concentration relative en poids volumique des différents éléments identifiés slx2.	186
Tableau.VII.4:résultat d'analyse de roche totale des échantillons de silex	187

INTRODUCTION

Les eaux souterraines dans la région d'Ouargla, font partie du système aquifères superposés du Sahara septentrional algéro-tunisien (SASS), et représentées par : le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT), ainsi qu'une nappe superficielle ou nappe phréatique (OSS, 2002). Les eaux, fortement minéralisées, de la nappe superficielle montrent une remontée spectaculaire de leurs niveaux piézométriques, ayant des conséquences néfastes sur la stabilité des sols (affaissements de terrain), des ouvrages du génie civil et hydraulique et une dégradation continuelle de leur qualité chimique. Ce phénomène a fait l'objet de diverses études techniques et universitaires transdisciplinaires, portant sur l'analyse du problème, on en cherchant les origines et causes afin de proposer des solutions appropriées (BG, 2002).

Cette remontée des eaux est, supposée, attribuée à la surexploitation des eaux des nappes aquifères profondes et peu profondes ; pour les besoins d'irrigation et d'alimentation en eau potable. Ces eaux souterraines ne trouvent pas un exutoire naturel efficace à proximité et un réseau d'assainissement adéquat capables d'évacuer d'énormes quantités d'eaux mobilisées (BG, 2002), sachant pertinemment que la topographie de la zone d'étude est presque plane, et est jalonnée par des dépressions fermées (chotts et sebkhas).

Notre approche, rarement abordée par les différentes études antérieures, est une tentative de reconstituer l'évolution géochimique et structurale des formations aquifères superficielles, faisant **l'objet de cette thèse,** par la compilation et la combinaison graphique et cartographique des différentes données antérieures et mises à jour, d'ordres géologiques, hydrogéologiques, géophysiques et géo-structurales, car nous estimons que le contexte géologique global, qui intègre la nature lithologique, la configuration structurale (tectonique) et géomorphologique des formations, constitue le catalyseur de ce phénomène de remontée et minéralisation des eaux de la nappe superficielle.

En effet, la région d'étude fait partie de la plateforme saharienne, appartenant au domaine alpin, caractérisée par l'existence d'importants bassins sédimentaires intra-cratoniques (Busson, 1959 -1991). Dès le début du Tertiaire, d'importants événements tectono-thermiques ont affecté le Nord-Ouest de la plaque africaine (chaine atlasique au nord et bombement du Hoggar au sud), alors qu'aucun élément significatif a 1'échelle régionale ne permet de préjuger d'une influence de ces phénomènes à l'intérieur de la plateforme saharienne, connue stable et rigide (Fabre, 1976). Néanmoins, des observations à l'échelle locale de la zone d'étude vont être élucidées dans cette thèse.

Les résultats obtenus nous ont permis de structurer notre thèse de la manière suivante:

Dans une **première partie** (chapitres I et II), nous avons commencé par la présentation du cadre physique de la zone d'étude ; à savoir la situation géographique, la géomorphologie, le cadre géologique et la climatologie de la région. Ensuite, nous avons effectué une synthèse bibliographique des études antérieures, en montrant leurs apports, et en décelant leurs lacunes et insuffisances.

Dans la **seconde partie** (comporte chapitres : III et IV), et en particulier dans le troisième chapitre, nous essayerons de reconstituer de la géologie des formations

aquifères superficielles présentes dans la zone d'étude, de vérifier leur continuité, et de repérer leurs d'éventuelles relations avec d'autres plus profondes.

Le chapitre IV est rendu à l'étude de remplissage sédimentaire Quaternaire de la cuvette de Ouargla afin de caractériser la géométrie du bassin, en utilisant les différentes méthodes géophysiques pour différencier les formations géologiques de l'aquifère étudié.

Par ailleurs, dans la **troisième partie** (comporte chapitres : V et VI), nous traitons les résultats d'analyses de données–géologiques et géochimiques, des formations géologiques de surface et subsurface et des couches encaissantes.

Une quatrième partie (comporte chapitres : VII et VIII) a été consacrée à la géochimie des eaux de la nappe superficielle (phréatique) et les mécanismes d'interactions :

- Eau-roche, et leur rôle dans la formation des nouvelles roches (amas et graviers de silex),
- Roche-eau qui confère à l'eau naturelle sa composition chimique
- Eau profonde-eau de surface des différents systèmes hydrogéologiques et leur rôle modificateur de la géochimie des eaux et des formations de la nappe superficielle.

Les résultats de nos travaux de thèse ont, également, été sanctionnés par des publications d'articles scientifiques internationales ayant pour thèmes :

- The use of spectral responses of surface in the discrimination of soils surface by remote sensing **(2017) (Annexe 1)**
- Essay of Lineaments and Mega-Fractures Identification and Their Role in the Water Upwelling and the Formation of the Sebkhats in Ouargla Basin-Algeria Sahara **(2018). (Annexe 2)**
- Origin and Age of the surface water and groundwater of the Ouargla basin-Algeria **(2019)**. **(Annexe 3)**

PREMIERE PARTIE

GENERALITE ET BIBLIOGRAPHIE

CHAPITRE I: LES DONNEES PHYSIQUES DE LA REGION D'ETUDE

INTRODUCTION:

Ce premier chapitre définit le contexte géologique général sur le quel est basée cette étude. Il est basé sur une synthèse de multiples publications et travaux de thèse, dont certaines sont fréquemment citées.

Les histoires géologiques précambriennes et paléozoïques du Sahara central et de ses bassins de la plateforme saharienne y seront évoquées; les histoires géologiques Méso-Cénozoïques, quant à elles, seront plus précisément décrites. Enfin, les caractéristiques actuelles du bassin d'Oued M'ya (géomorphologie, structure, tectoniques et litho-stratigraphie) et les hypothèses envisagées pour expliquer son structure géologique seront détaillées.

I.1- Situation géographique :

La région étudiée fait partie de la plateforme saharienne au sud de l'Algérie, elle est située à une centaine de kilomètres (700km environ) au Sud d'Alger. Elle s'étend sur une superficie d'environ 170 000km², qui descend du plateau du Tadmaït au Sud et se termine à Sebkhet Sefioune à 40 Km au Nord de Ouargla, limitée au Nord-Est par la wilaya d'El Oued, Nord-Ouest par la wilaya de Djelfa, au Sud-est par la wilaya d'Illizi et à l'Ouest par la wilaya de Ghardaïa et Laghouat.

La région de Ouargla se situe dans une dépression (cuvette), elle comporte les agglomérations de Ouargla, Rouissat, N'Goussa, Sidi Khouiled et Ain El Beida (Fig.I.1). Elle s'étend entre les coordonnées

- ✓ X =05° 30` à 06° 20` E ;
- ✓ Y =32°40` à 30°00`N. (Fig.I.1).

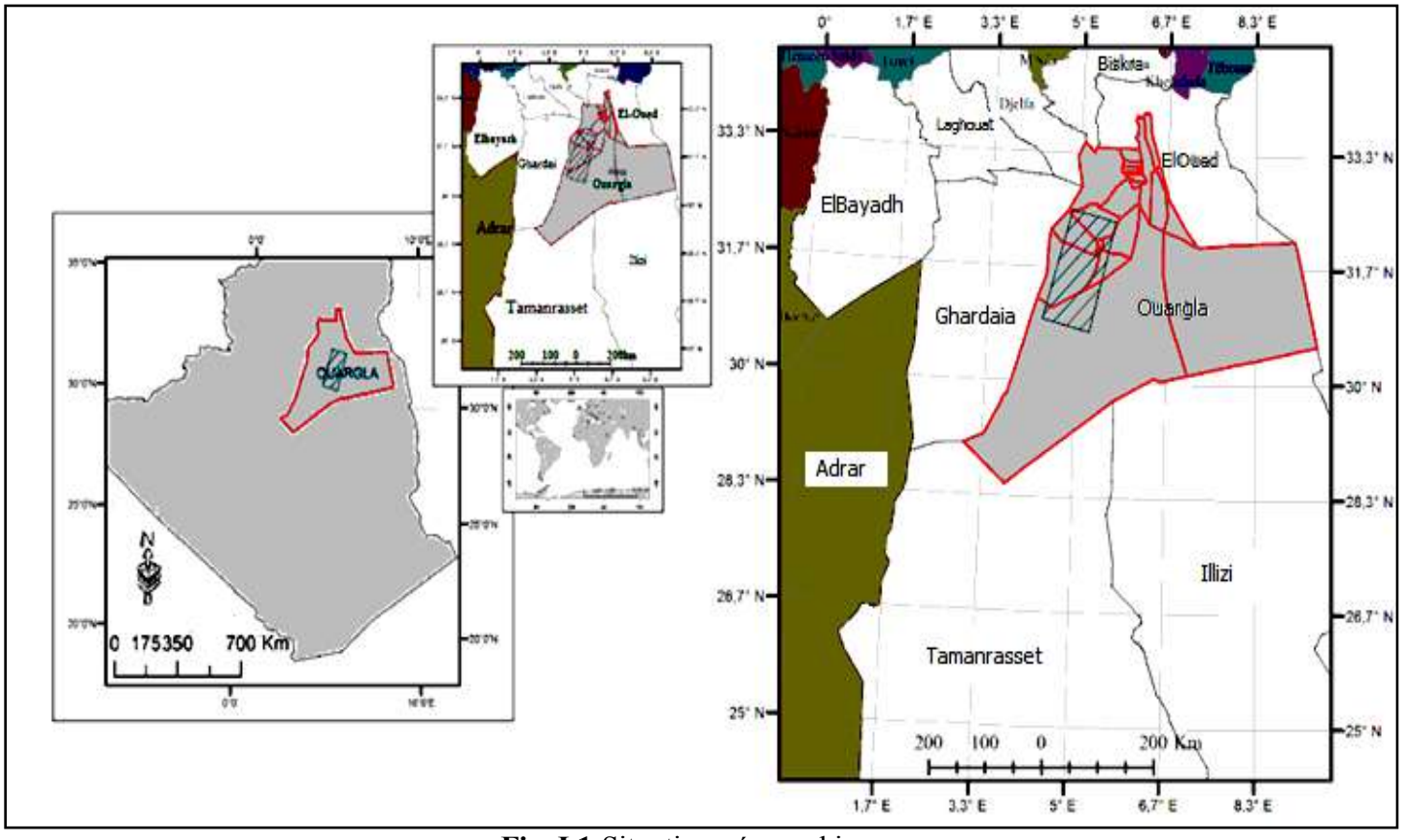


Fig. I.1:Situation géographique

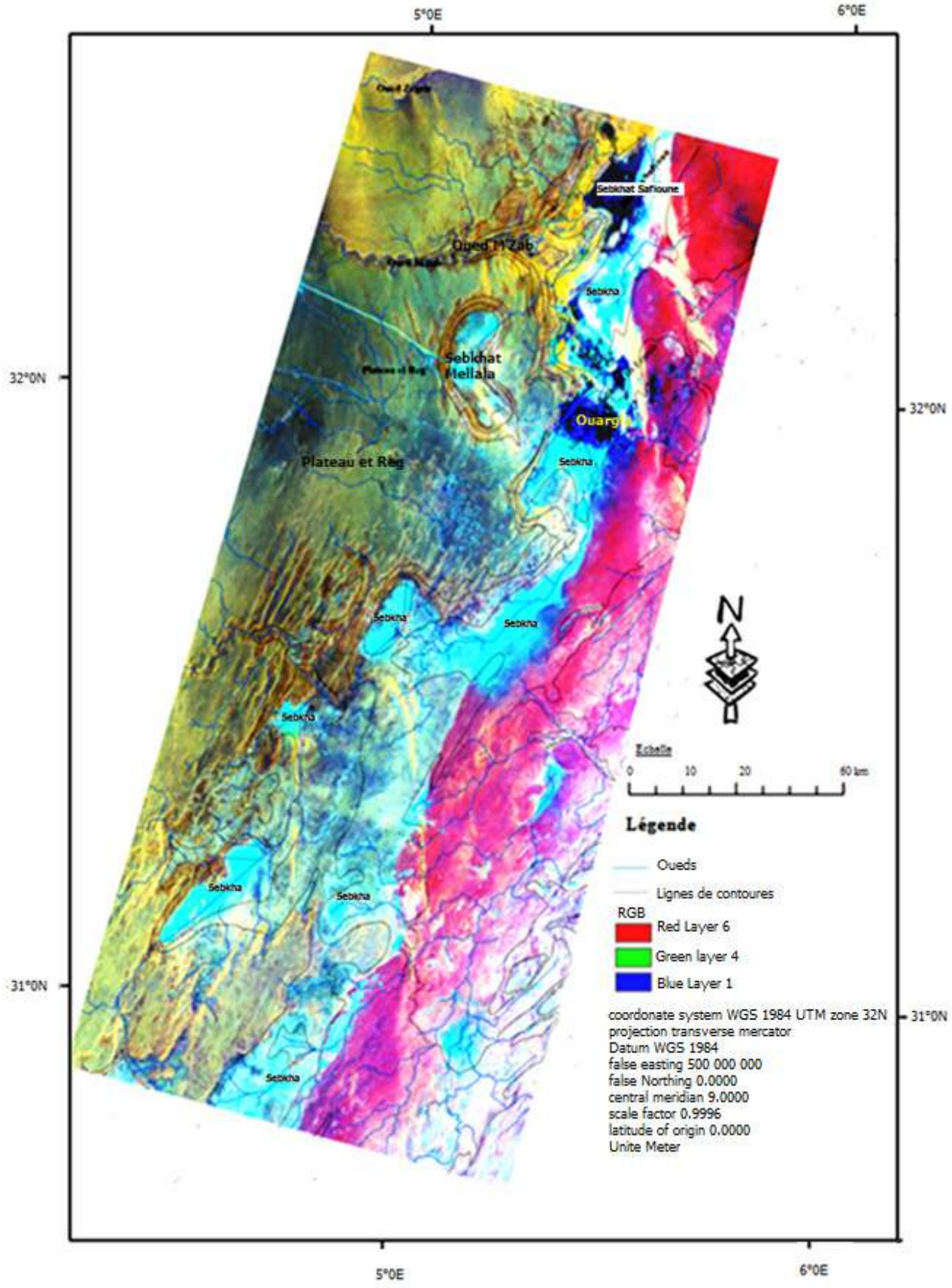


Fig. I.2: vue générale de région d'étude (image satellite LandSat8 OLI)

I.2-Topographie et géomorphologie :

LELUBRE, (1952) admet que, s'il y est une région du globe, où les formes de relief sont particulièrement nettes et visibles, c'est bien le Sahara et si les processus morphogénétiques (vent, eau…etc.) à l'œuvre dans ce milieu sont caractéristiques, rien n'est étonnant à ce que les formes qui en résultent le soient aussi. Les principaux types de paysage saharien selon MONOD, (1992) sont :

I.2.1/Les Hamadas

Ce sont des plateaux rocheux à topographie très monotone, souvent plate à perte de vue. D'après G. Aumassip (1972) le plateau n'a pas à l'Ouest de Ouargla, un aspect tabulaire caractérisé bien que la couche sommitale calcaro-gréseuse soit toujours présente, il s'agit d'une surface structurale dégradée par des réseaux hydrographiques hiérarchisés et défoncée par de nombreuses dépressions.

Les terrains hamadiens de Ouargla constituant une partie de la grande couverture du piedmont méridional de l'Atlas saharien. La mise en place de terrains hamadiens terminée une phase tectonique d'ampleur limitée mais importante pour la morphogénèse; se manifeste dans toute la région: il s'agit de la phase Villafranchienne (G. Aumassip., 1972).

I.2.2/Les collines gréseuses:

I.2.2.a /Les Regs

Ce sont des plaines de graviers et de fragments rocheux. Au Sahara, ils occupent des surfaces immenses (Fig : I.3).

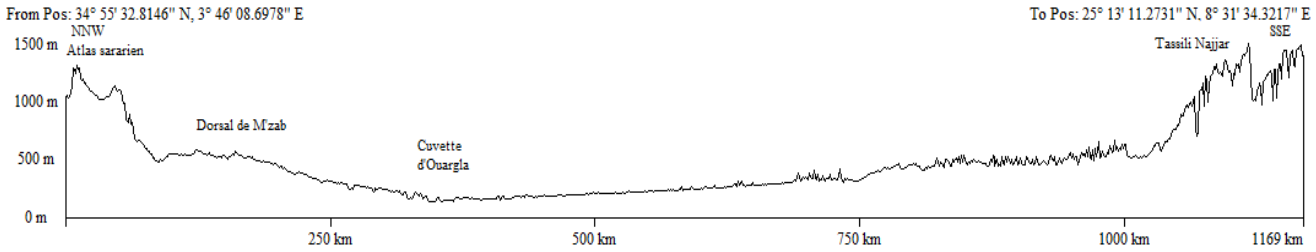


Fig. I.3.: profil topographique à travers la plateforme Saharienne

I.3.1.b /Les accumulations sableuses

Le sable est un élément essentiel du paysage saharien. Cependant, les dunes sont loin de recouvrir la totalité du Sahara, mais se localisent généralement dans de vastes régions ensablées appelées les ergs (LELUBRE, (1952)).

Les dunes peuvent avoir des formes et des tailles différentes en fonction de la direction dominante du vent.

I.2.3/ Les dépressions

I.2.3.a/Les dayas

Ce sont des petites dépressions circulaires, résultant de la dissolution locale des dalles calcaires ou siliceuses qui constituent les Hamadas (OZENDA, (1991) (Fig : I.3).

I.2.3.b/ Les Sebkha et les Chott

Lorsque les eaux s'évaporent sous l'effet de la chaleur, des plaques de sels divers se déposent en surface formant suivant l'origine de leurs eaux (phréatiques ou superficielles) les chotts et les sebkhas (MONOD, (1992).

I.2.3.c/ Les lits d'Oueds : Le lit d'Oued est l'espace qui peut être occupé par des eaux d'un cours d'eau. Ces matériaux peuvent avoir comme origine soit des roches en place, soit des matériaux transportés par le cours (DERRUAU, 1967).

Dans cette partie du Sahara (Ouargla) la phase Villafranchien se manifeste par un grand accident méridien composé de failles et flexures encadrant un fossé qui limite aujourd'hui le plateau à l'Est.

Sur la hamada même, de très légères ondulations synclinales et anticlinales accompagnées de fractures nombreuses et d'effondrements probables, apparaissent en bordure selon les directions générales NNW-SSE et NNE-SSW.

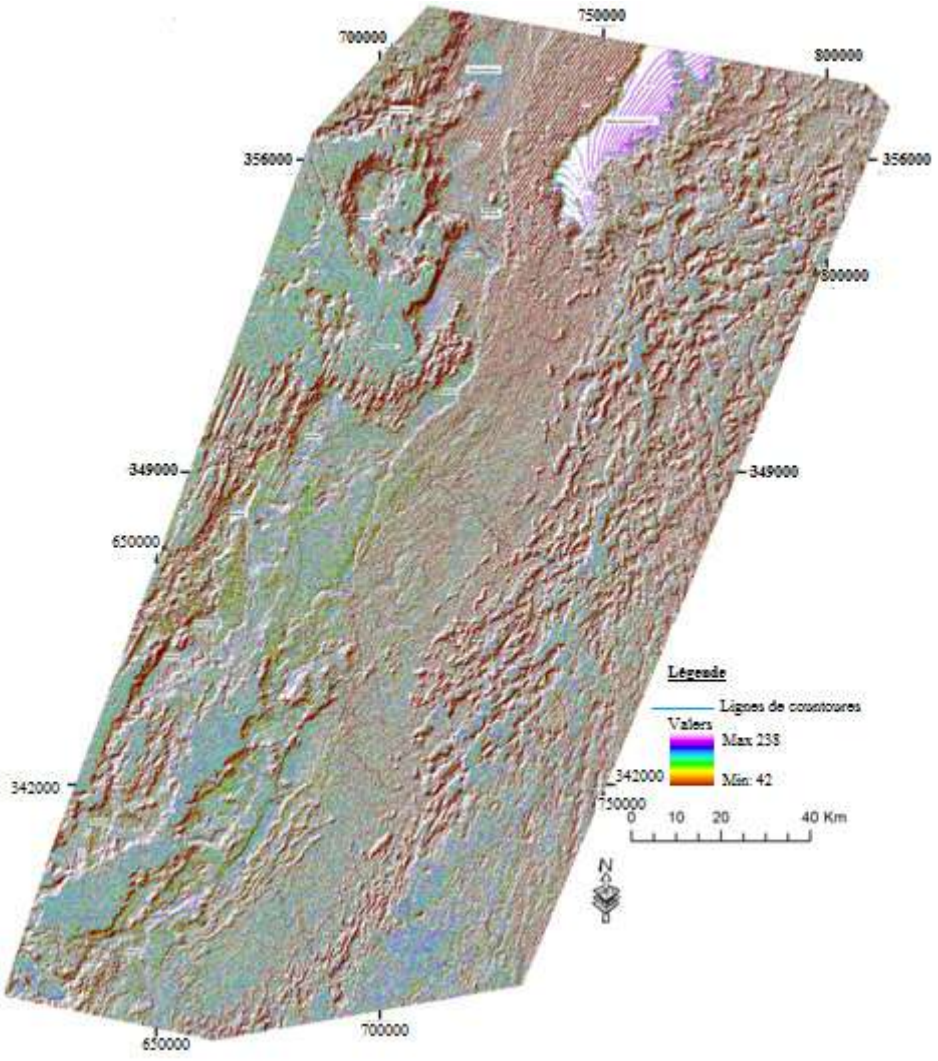


Fig. I.4: carte de topographie et géomorphologie

I.2.4- Caractéristiques géomorphologiques de la région d'Ouargla :

L'étude géomorphologique de la région d'Ouargla fait apparaitre les éléments suivants (Fig. I.3 et I.4) : A l'Ouest de Ouargla, la vallée est limitée par le plateau de la Hamada de pliocène de 200 à 250m d'altitude, appelé localement "plateau des

Gantra". Il s'abaisse légèrement d'Ouest en Est. Il est interrompu par une vaste dépression ovale de Sebkha de Mellala (30Km de long, de 6 à 11Km de large, 80 à 90m de profondeur), qui s'étend parallèlement à la vallée de l'Oued M'ya. D'après Capot-Rey (1959); cette dépression peut être considérée comme un phénomène karstique.

La dissymétrie de la vallée de l'Oued M'ya est marquée par la présence d'une falaise gréseuse occidentale, particulièrement nette et continue, avec une pente très abrupte, tandis que la limite orientale est beaucoup plus imprécise (Hamdi-Aïssa., 2001).

Le versant Ouest de la cuvette présente quatre niveaux étagés de glacis caractéristiques, la plus ancienne recoupe le sommet de la bordure du plateau en buttes. Sa couverture très caractéristique est une croute gypso-calcaire épaisse de 1,5m ; son altitude s'abaisse de 225m à l'Ouest à 200m environ à l'Est; son exiguïté le rend souvent difficile à distinguer de la surface du plateau de la Hamada. C'est à ce niveau qu'il faut rattacher certains Gara(s) de la vallée Djebel Abbad, Gara Krima, Bab el Hattabat, les buttes de Trois pitons sur la route de Touggourt…etc.).

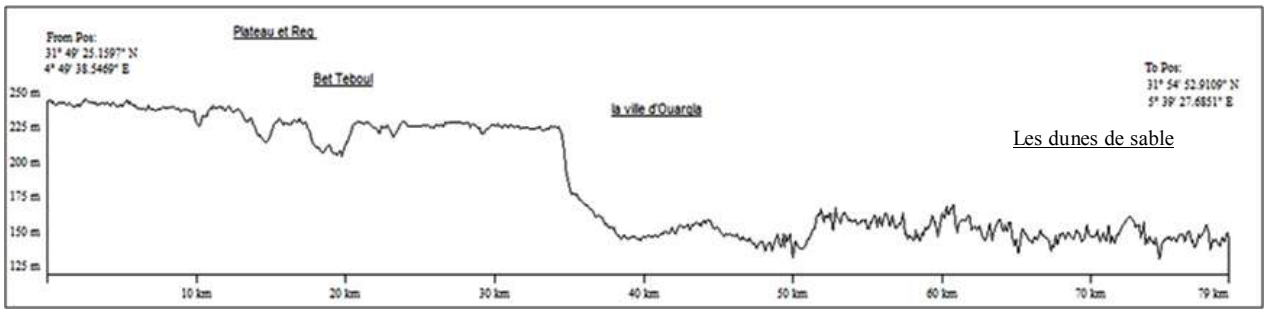


Fig. I.5: profil topographique à travers la région d'étude

Le second glacis, beaucoup plus visible, est à une altitude de 180m environ, comme le troisième niveau, à 160m, caractérisé par l'affleurement du substrat gréseux de Mio-Pliocène (Fig**.** I.12). Ce dernier est souvent recouvert de sable et de graviers gréseux plus ou moins encroutés de gypse ; sa pente est faible. Le glacis de 160m à été fortement démantelé lors de la formation du dernier glacis, développé à 140m d'altitude environ, et a donné naissance à des formes de relief originales sur lesquelles se sont installées quelques palmeraies de Bamendil. Leur position topographique sur élevée par rapport au niveau de la sebkha les protège de risque de remontée de nappe qui menace actuellement les oasis de bas-fond, (Côte1998) (Hamdi-Aïssa et al., 2000).

Les formations quaternaires occupent tous les points bas des grands bassins sédimentaires et forment généralement des zones salées appelées Sebkhas, ou Chott (chott de Ouargla). Se sont de grandes zones d'épandage de matériel de remlissage, sableux le plus souvent. La pente Sud-Nord de la vallée est légèrement inférieure à 0,1%; (150m d'altitude aux ruines de Sedrata, 136m à Ouargla, 131m dans la sebkha de Ouargla). Elle s'accentue légèrement en aval de Ouargla où les sebkhas (Oum Raneb, El Mergueb et Safioune) alternent avec les massifs dunaires (Et-Touil, Arifdji, Bou-Khezana…etc.)

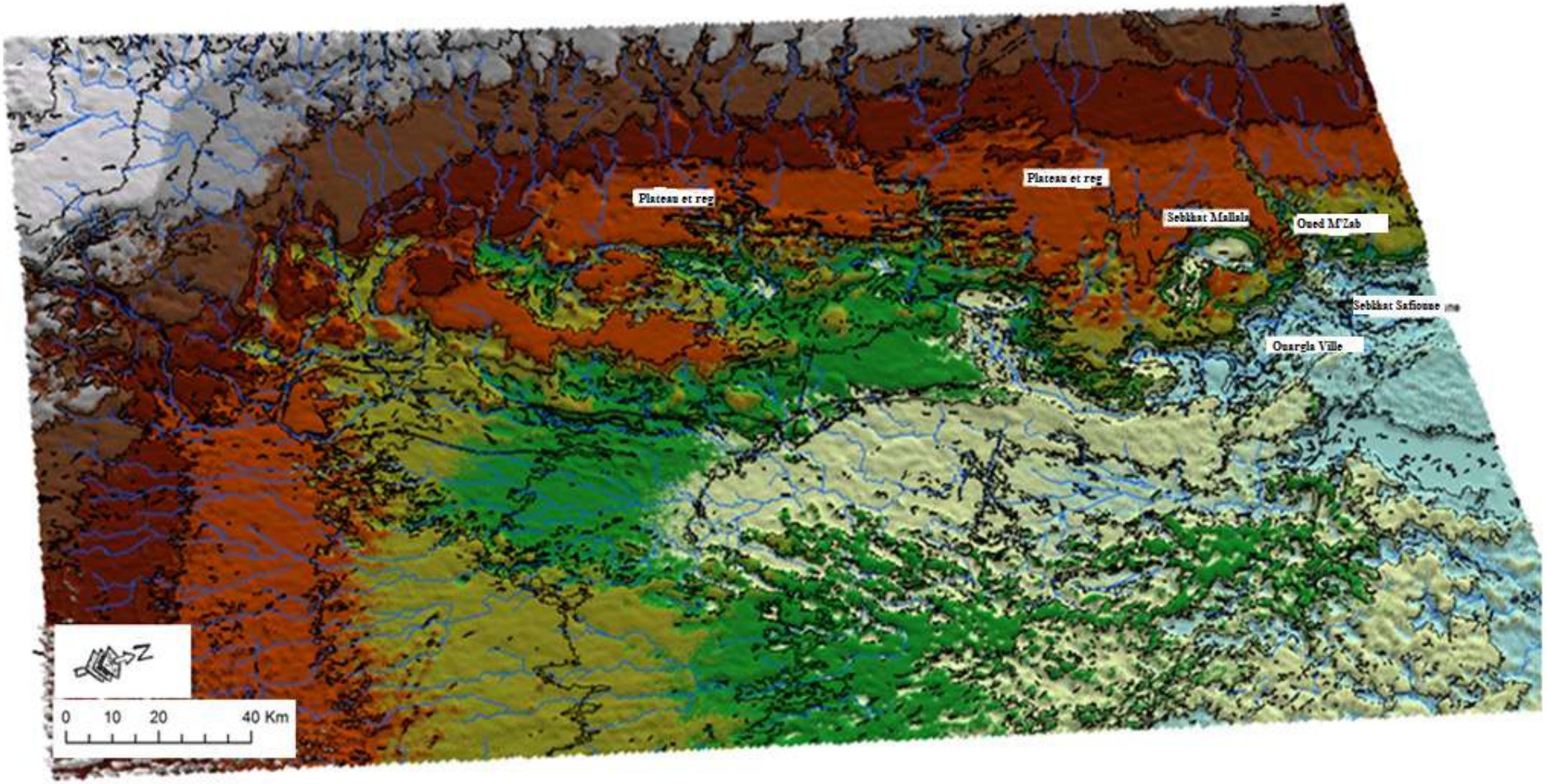


Fig. I.6: représentation schématique en 3D des reliefs de la région d'Ouargla et ses environs.

La limite Est de la cuvette de Ouargla est marquée par un dénivelé d'une trentaine de mètres, plus ou moins net. Après le seuil d'Ain Beida (144m), qu'emprunte la route de Touggourt, l'altitude remonte à 163m au dessus de Sidi Khouiled, puis la falaise disparaît sous les sables de l'erg Et-Touil. Cette falaise correspond probablement au glacis du niveau 140m à l'Ouest de la cuvette, (Hamdi-Aïssa., 2001).

D'après Hamdi-Aissa (2001) la cuvette d'Ouargla est creusée dans les formations continentales du Mio-Pliocène, il s'agit des sables rouges et des grès tendres à stratification entrecroisée, avec des nodules calcaires, entrecoupés de niveaux calcaires ou gypseux que l'on voit affleurer sur ses bords Est et Ouest.

Après son creusement, la cuvette a été occupée par un lac au fond duquel se sont déposés des sédiments fins argileux ou d'origine chimique ; craies, calcédoines et évaporites (Fig**.** I.11).

Des Oueds, descendants de la dorsale de M'zab à l'Ouest (Oued M'zab, N'sa et Z'gag) ou du Tademaït (Oued Mya) au Sud, se déversaient dans ce lac en abandonnant leurs alluvions en larges cônes (Ank Djemel pour Oued M'zab) ou barrant la vallée (Oued N'sa et Z'gag au Nord de sebkha Safioune).

I.3. L'hydrologie :

Dans ce désert typique qu'est le Sahara, les précipitations sont non seulement rares, mais toujours très irrégulières. Par suite les conditions de l'écoulement y sont particulières (l'absence d'un écoulement permanent dans les talwegs, la désorganisation du réseau hydrographique et la dispersion de l'eau en "mares,"gueltas" ou" redirs"). (CAPOT-REY, 1952 ; ESTIENNE et GODARD, 1970).

En effet, les Oueds sahariens n'ont pas un régime de crues régulier mais plutôt de caractère accidentel, quand les pluies s'abattent, les Oueds coulent quelques jours et débordent même (fig.1-4). Ce phénomène se produit jusqu'à trois fois par an aux limites Nord du Sahara, beaucoup plus rarement au centre (GARDI, 1973).

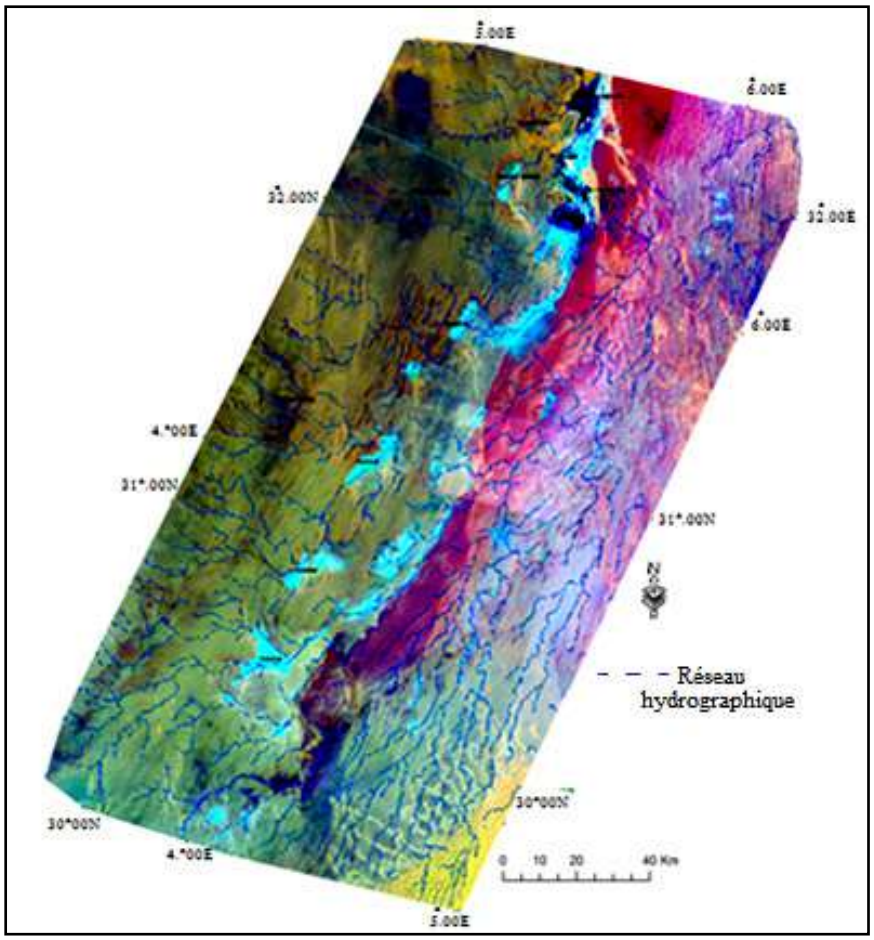


Fig. I.7: Le réseau hydrographique sur image satellite du site étudié

Le réseau hydrographique de notre région d'étude est constitué de : -au Nord - Ouest l'Oued N'sa qui est principal affluent, et ne coulant que pendant la saison des pluies et aboutissant dans le sebkhat Safioune; à l'Est l'Oued M'Zab, son amont hydrographique prend naissance dans le chebka de M'Zab, par une mosaïque de petits affluents, et aboutissant dans le sebkhat Safioune.

Au Sud l'Oued M'ya, D'prés J-L BALLAIS, (2010) les oueds d'Igharghar à partir du sud du Grand Erg Oriental, Oued M'ya au niveau de Ouargla et Rhir n'existent pas, il existe bien une vallée façonnée par l'oued M'ya dans le Tademaït, mais elle disparaît dès la latitude de Ouargla où elle est remplacée par une dépression irrégulière.

Aucune crue n'est arrivée jusqu'à Ouargla, mais celles de l'Oued M'ya dans le Tademaït sont bien connues (J. DUBIEF, 1953-b in J-L BALLAIS, 2010). Ce grand Oued de remplissage Quaternaire ne coule pas actuellement, quoique des eaux peu profondes fussent exploitées localement dès le VIII^{ème} siècle sous forme de sources (Rouvillois- Brigol, 1975).

En effet, dans cette région, il n'existe pas de cours d'eau, même temporaires, à proprement parler. Certaines de ces anciens réseaux hydrographiques sont été obturées et masqués par des dépôts éoliens. Suivant leur taille, ces cours d'eau fossiles sont appelés Oued ou Chaaba, les Oueds pouvant dépasser 200 km de parcoure. L'absence d'un écoulement permanent dans les talwegs, la désorganisation du réseau hydrographique et la dispersion de l'eau (Dubief, 1953). Cependant, selon l'intensité de la pluie et l'état de surface, une fraction variable des bassins endoréiques contribue aux écoulements qui peuvent parfois complètement disparaître et se reconstituer plus ou moins partiellement à l'aval pour finalement aboutir à des dayas ou sebkhas.

Sur l'image satellite de la région d'étude (Fig. I.6) l'organisation des réseaux hydrographiques montre un arrangement spatial étagée et dégradée d'Ouest vers l'Est en relation avec la pente et la topographie globale. Cette topographie étagée d'Ouest en Est, est probablement causer par les événements d'origine tectonique qui avait contribué à la structuration régionale et locale de notre région d'étude (fig. I.4).

I.3.1: Réseaux hydrographiques de la région d'Ouargla :

L'hydrographie de la cuvette d'Ouargla se caractérise par son endoréisme (Dubief, 1953). Différents bassins versants (M'ya, M'zab, N'sa) forment le réseau hydrographique qui abouti à sebkhat Safioune au Nord de Ouargla. Le ruissellement est en fait in-significatif, (Hamdi-Aïssa, 2001) (Fig**.** I.8). D'après G. Aumassip (1972) les vallées aboutissent à des dépressions dont les limites paraissent toujours en relation avec un réseau très dense de fractures.

I.3.1/Oued M'ya: Il draine le versant Nord-Est du plateau de Tademaït. Le bassin de l'Oued M'ya est en forme d'une vaste gouttière relevée du Sud (800m) avec une inclinaison très faible (0,1 à 0,2%) vers le Nord-Est, il s'étend sur 19800 Km². Au Nord de Ouargla, la vallée n'est plus discernable. Si l'on admet cependant que l'Oued M'ya Quaternaire se jetait le chott Melrhir actuel, sa longueur devait atteindre 900Km, (Dubief, 1953).

Avec la fin de la dernière grande période pluviale, le lac s'est retiré, l'Oued M'ya n'a pas pu qu'épisodiquement de couler de sebkha en sebkha sans beaucoup de vigueur, son cours étant complètement coupé par les reliefs situés à l'aval de sebkha Safioune où un lac se formait à nouveau à chaque période un peu pluvieuse. Actuellement, les grandes crues de l'Oued M'ya s'arrêtent à 200km à l'amont d'Ouargla.

I.3.2/Oued N'sa et Oued M'Zab : A l'inverse de l'Oued M'ya qui est considéré comme fossile, ces deux Oueds sont fonctionnels, ils peuvent avoir une ou deux crues par an ils n'atteignent la cuvette d'Ouargla que lorsque la crue est importante. Ils drainent le versant des piedmonts Sud-Est de l'Atlas saharien (la dorsale de M'zab) ; ils coulent donc de l'Ouest vers l'Est –Sud-Est jusqu'à sebkha Safioune. Les alluvions de Oued N'sa ferment la vallée au Nord de sebkha Safioune, empêchant un écoulement vers l'aval. Les sebkhas sont apparues au cours d'une période humide antérieure, vraisemblablement le dernier grand épisode pluvial contemporain à la glaciation de Würm (Fig. I.7).

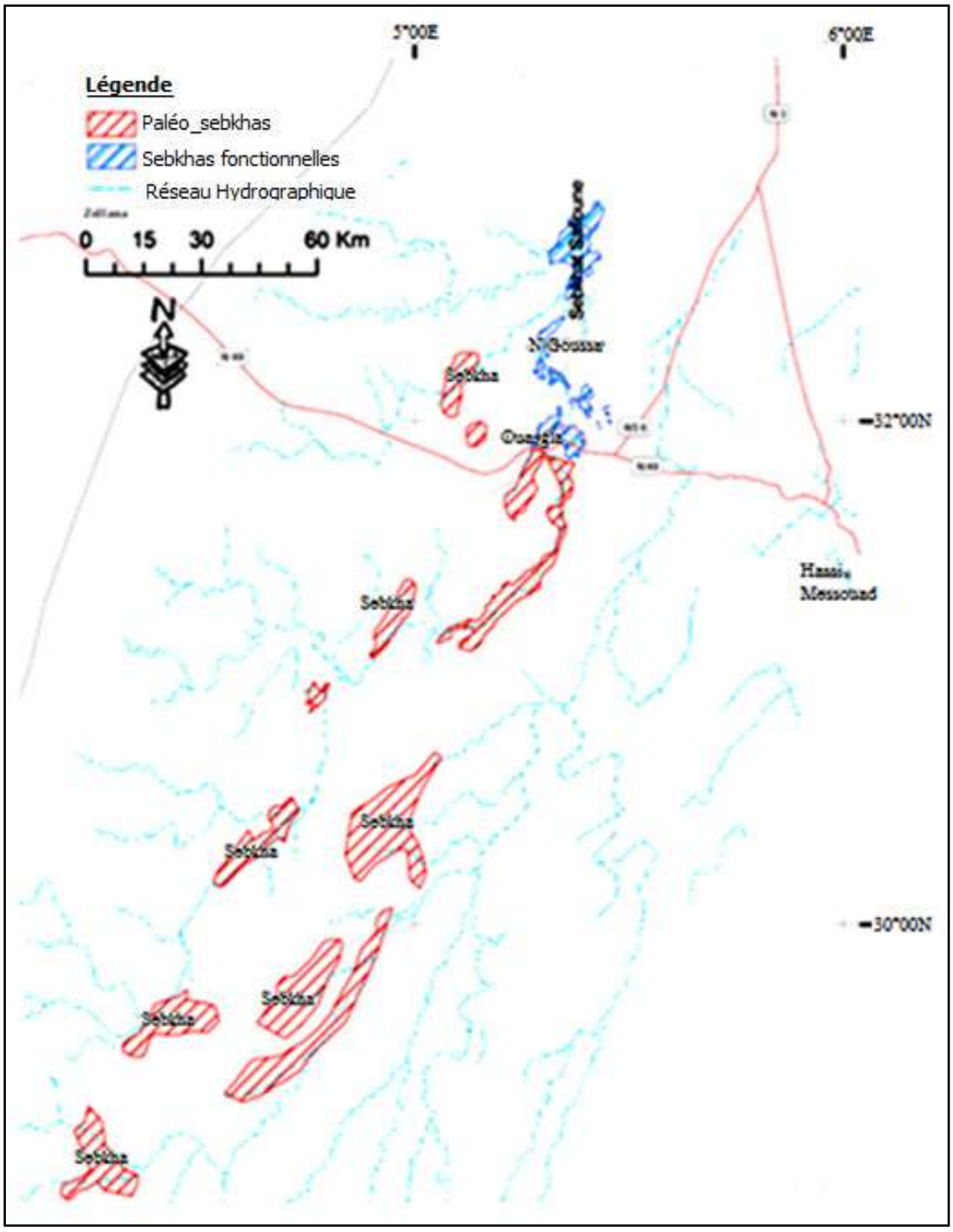


Fig. I.8.: Réseau hydrographique et la répartition les différents Sebkhas et paléo-Sebkhas dans la région d'étude.

I.4-Le climat :

Les caractères du climat saharien sont dus tout d'abord à la situation en latitude, au niveau du tropique, ce qui entraîne de fortes températures, et au régime des vents qui se traduit par des courants chauds et secs (OZENDA, 1991).

Le climat saharien est caractérisé notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, une luminosité intense, une forte évaporation et de grands écarts de température.

I.4.1/Les précipitations :

Selon DUBIEF (1953), les précipitations ont pratiquement toujours lieu sous forme de pluies. Ces dernières sont caractérisées par leur faible importance quantitative et les pluies torrentielles sont rares. Elles sont liées aux perturbations soudano-sahariennes ou sahariennes.

Cette insuffisance de pluies sahariennes est accompagnée d'une irrégularité très marquée du régime pluviométrique et d'une variabilité inter annuelle considérable, ce qui accentue la sécheresse (OZENDA, 1991).

L'analyse des moyennes mensuelles de pluie, fait ressortir un maximum en mars avec un minimum en juillet et août (Fig. I.7).

Toutefois, Il faut noter que ces valeurs mensuelles peuvent fortement varier d'une année à l'autre (DUBIEF, 1953 ; THIERRIOT et MATARI, 1998 ; MEDDI, M. & MEDDI, H. 1998).

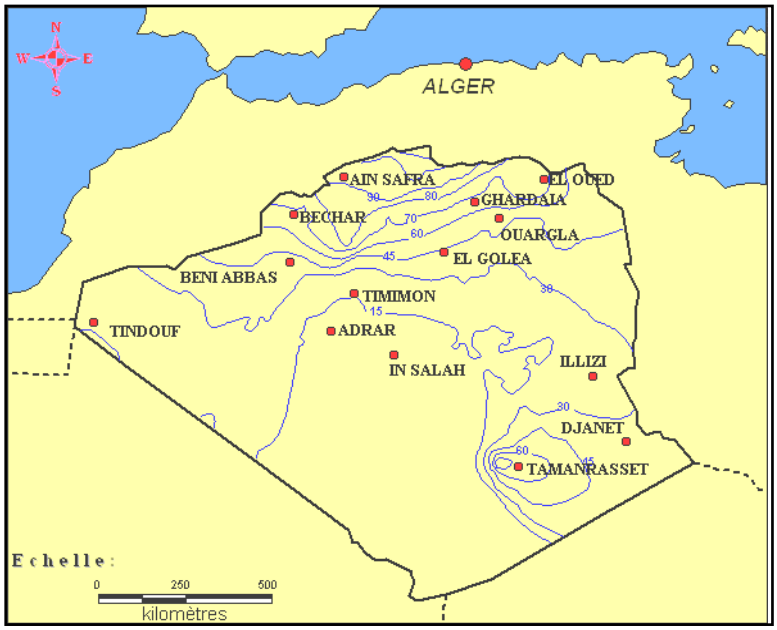


Fig. I.9: Carte en isohyètes de précipitation moyennes annuelles du Sahara algérien (Meddi, M. &al. 1998).

La carte de la répartition spatiale des pluies (Fig.1-6), indique une diminution de la pluviométrie du Nord au Sud, notre région se trouve dans la gamme 30 à 50 mm/an (Meddi, M. &al. 1998).

I.4.2/La température

La température est l'un des facteurs qui caractérisé le climat de la région. Les résultats enregistrés au niveau des stations montrent bien que l'année est devisée en deux périodes ou saisons, l'une chaude et l'autre froide. Les températures sont toujours positives, très fraîches en hiver et très élevées en été, ce qui se traduit par une forte évapotranspiration potentielle.

I.4.3/L'évaporation :

C'est un phénomène physique qui augmente avec la température, la sécheresse de l'air et l'agitation de cet air (Ozenda, 1991).

Selon DUBIEF, (1950) le Sahara apparaît comme la région du monde qui possède l'évaporation la plus élevée. Cette perte d'eau, peut avoir comme origine :

- l'évaporation de masses d'eau libre ou de celle contenues dans le sol : évaporation physique.
- l'évaporation par les végétaux (qui peut être considérée comme secondaire dans les régions sahariennes) : évaporation physiologique.

1.4.4/Les Vents :

Selon la fiure I.10, nous remarquons que les vents sont fréquents durant toute l'année. Les vitesses les plus élevées sont enregistrées durant la période allant d'avril jusqu'au juillet, avec un maximum de 5,10 m/s durant le mois de juin. La direction dominante des vents selon Dubief (1953), est le Nord-Ouest.

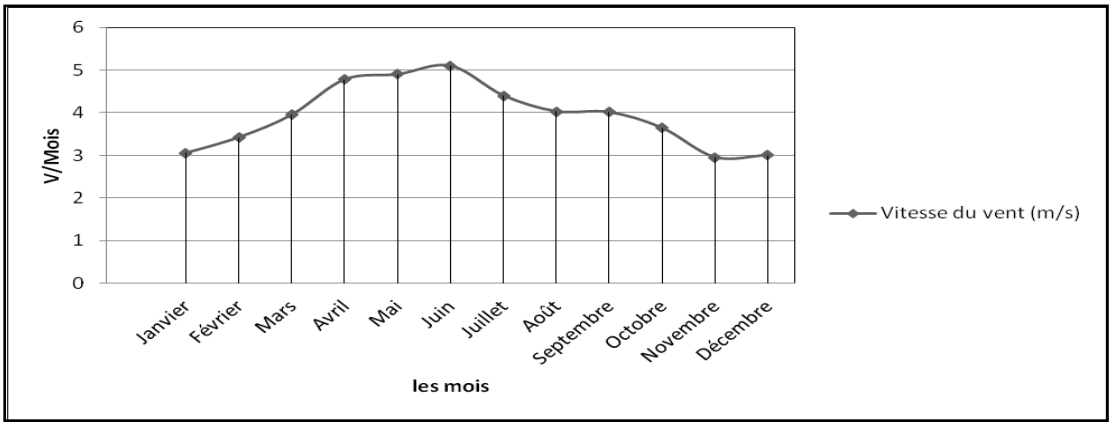


Fig. I.10 : les variations des moyennes mensuelles de la vitesse de vent (O.N.M., 2005)

I.4.5/L'humidité

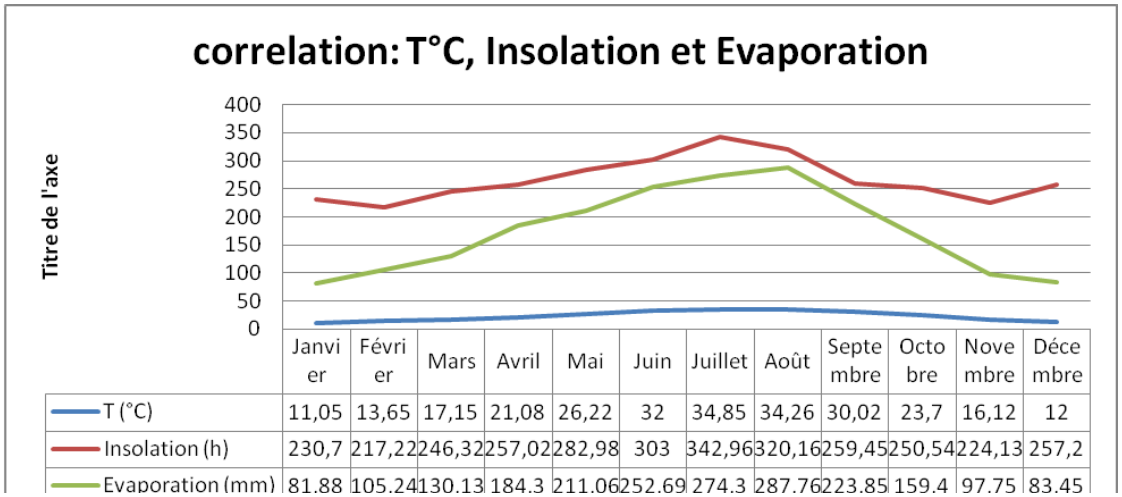
L'humidité relative au Sahara est faible, souvent inférieure à 20% (MONOD, 1992) même dans les montagnes, ce n'est qu'exceptionnellement que l'on observe des valeurs plus fortes, tandis qu'au Sahara septentrional elle est généralement comprise entre 20 et 30% pendant l'été et s'élève à 50 et 60% parfois davantage en janvier (OZENDA, 1991 ; LE HOUEROU, 1995)

I.4.6/L'insolation :

A cause de la faible nébulosité de l'atmosphère, la quantité de lumière solaire est relativement forte, ce qui à un effet desséchant en augmentant la température (OZENDA, 1991).

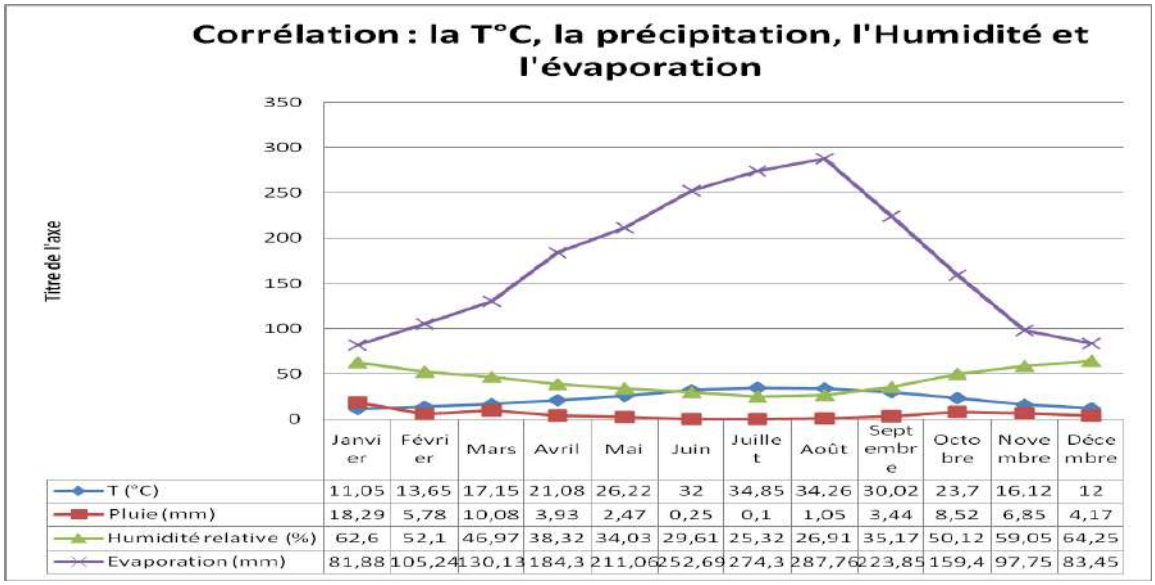
I.4.7/La nébulosité :

La nébulosité moyenne annuelle, exprimée en dixième de ciel couvert est partout faible. Le nombre de jours clairs, sans aucun nuage, peut s'élever à 230.



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
T (°C)	11,05	13,65	17,15	21,08	26,22	32	34,85	34,26	30,02	23,7	16,12	12
Insolation (h)	230,7	217,22	246,32	257,02	282,98	303	342,96	320,16	259,45	250,54	224,13	257,2
Evaporation (mm)	81.88	105.24	130.13	184.3	211.06	252.69	274.3	287.76	223.85	159.4	97.75	83.45

Fig. I.11: corrélation des moyennes mensuelles de insolation et l'évaporation (O.N.M., 2005)



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
T (°C)	11,05	13,65	17,15	21,08	26,22	32	34,85	34,26	30,02	23,7	16,12	12
Pluie (mm)	18,29	5,78	10,08	3,93	2,47	0,25	0,1	1,05	3,44	8,52	6,85	4,17
Humidité relative (%)	62,6	52,1	46,97	38,32	34,03	29,61	25,32	26,91	35,17	50,12	59,05	64,25
Evaporation (mm)	81,88	105,24	130,13	184,3	211,06	252,69	274,3	287,76	223,85	159,4	97,75	83,45

Fig. I.12: corrélation des moyennes mensuelles d'humidité de la précipitation et l'évaporation (O.N.M., 2005)

I.5.Le bilan hydrique de la région

D'après le bureau d'Etudes Lausannois B&G (Bonnard & Gardel) (2004), et Bellaouer (2008) l'eau, recueillie par la nappe phréatique à l'échelle de la zone de concentration de l'agglomération de Ouargla est de l'ordre de 31760000 m^3/an lui arriver de :

1. écoulements naturels,
2. précipitations atmosphériques
3. débits que produisent les forages du CI et du CT.

Alors que le débit d'exhaure, évalué à 31708800 m^3/an, a comme origine :

1. le pompage des eaux d'assainissement, urbaines et agricoles, vers l'exutoire d'Oum Erraneb ;
2. évapotranspiration des végétaux ;
3. l'évaporation à l'air libre dans la Sebkha et le Chott
4. l'écoulement naturel des eaux de la nappe vers le Nord.

L'eau, aussi bien dans les agglomérations, dans les palmeraies et dans les sebkhas se trouve proche de la surface du sol, est exprimée convenablement par le solde positif de la réserve (ΔQ) tel que : ΔQ = + 51 200 m^3/an**.**
D'après l'étude suscitée avait conclu que la station de pompage de Chott et les canaux de drainage en bon état de fonctionnement permettent de régler le niveau d'eau dans les zones inondées.

Conclusion :

Notre région d'étude fait partie de la plateforme Saharienne connue par un climat saharien caractérisé notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, une luminosité intense, une forte évaporation et de grands écarts de température.
Les précipitations atmosphériques à Ouargla sont très faibles. Elles sont de l'ordre de 64,94 mm/an (1990-2005). La température maximale dépasse souvent les 40°C pendant juillet (max_{moy} 43,5°C) et août (max 42-44°C), traduisant ainsi une forte évaporation (2854,46 mm/an) (Fig. I.11 et I.12).

CHAPITRE II:
GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE

Introduction :

Ce chapitre est une synthèse bibliographique détaillée de travaux géologiques antérieurs à l'échelle régionale (plateforme Saharienne) et locale des notre région d'étude.

II.1:La géologie régionale et locale

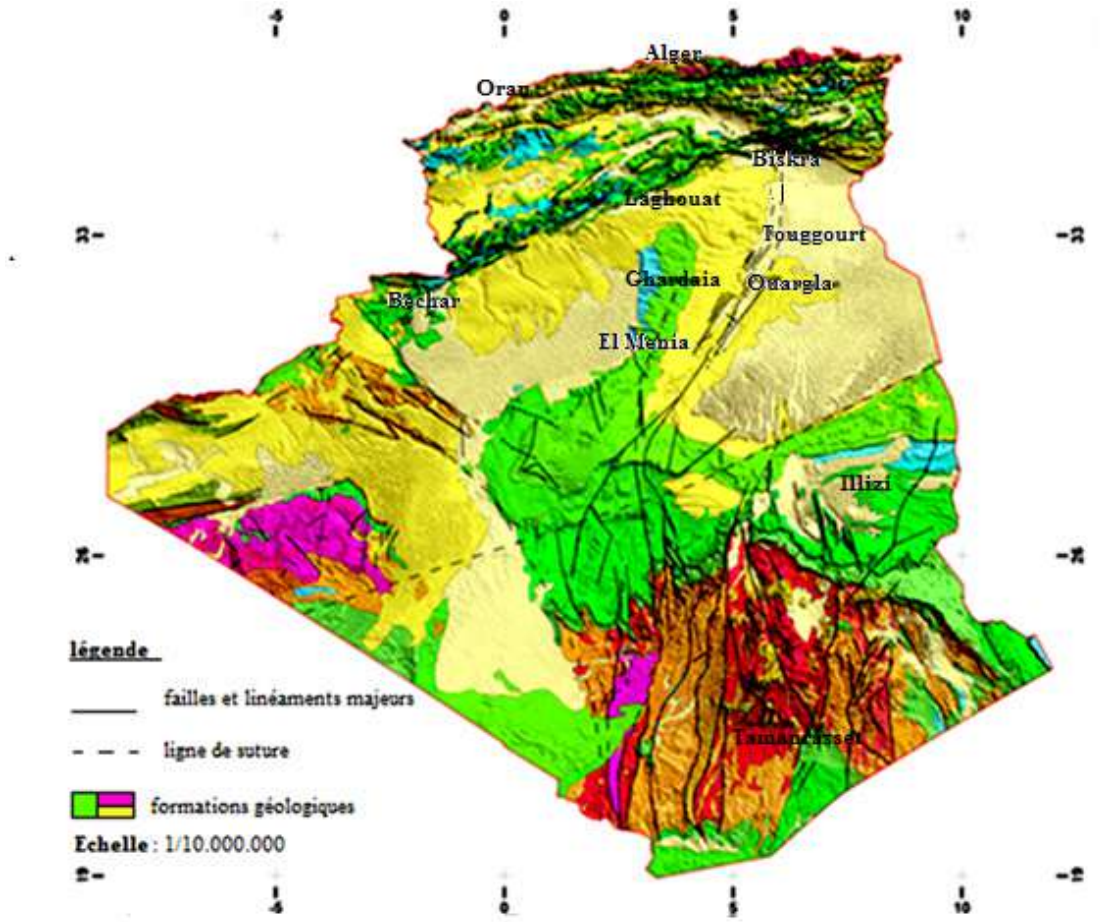


Fig. II.1: la carte géologique de l'Algérie (Extraite de la carte géologique de l'Afrique 1/10.000.000 (BRGM., 2016. Modifie par nos soins).

Nb : En rapportant les linéaments, failles majeurs et lignes de suture d'après issues de plusieurs documents.

II.1.1. LA GEOLOGIE DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE ET DE MAGHREB :

II.1.1-1/-Evolution géodynamique du Maghreb:

II.1.1-1.a/. Période Quaternaire-Actuel

Au Quaternaire, la poursuite de la convergence entre la plaque européenne et africaine est accommodée par un régime de contrainte en compression de direction NNW-SSE à N-S (Fig. II.4). Cette compression contribue à la géométrie actuel de la marge nord-africaine qui s'étend du Maroc (détroit de Gibraltar), à l'Ouest, jusqu'à la mer Pélagienne, à l'Est. Le schéma de la répartition du régime de contrainte présente une évolution spatiale variée d'un mouvement transtensif, à l'Ouest, à compressif, vers l'Est (Fig. II.2).

Au Maroc, l'Arc de Gibraltar (Rif-Bétique-Alboran) enregistre de nombreux séismes dont la grande majorité est de magnitude faible à modérée (Fig. II.4).La carte de répartition des mécanismes aux foyers présentés sur la Figure. II.3 montre des mécanismes de déformation de type transtensif à compressif (Meghraoui et Pondrelli, 2012). La plupart de ces séismes se produisent à des profondeurs concernant la séismicité superficielle (<30 km), même si certains séismes sont enregistrés jusqu'à 650 km (Buforn et al., 1995).

L'Algérie est considérée comme le domaine le plus actif sismiquement de la marge nord-africaine (Fig. II.3). La sismicité est répartie à cet endroit sur une bande large de 200 km environ, de la chaîne externe du Tell jusqu'à l'offshore algérien. Il s'agit principalement de séismes en compression (Fig. II.3). Les mécanismes aux foyers présentent une direction de raccourcissement NNW- SSE en Algérie orientale et centrale alors que dans la partie la plus orientale ils indiquent plutôt des mécanismes en décrochement (Fig. II.3). Les magnitudes des séismes ont le plus souvent des valeurs inférieures à 5,5, néanmoins certains séismes présentent des

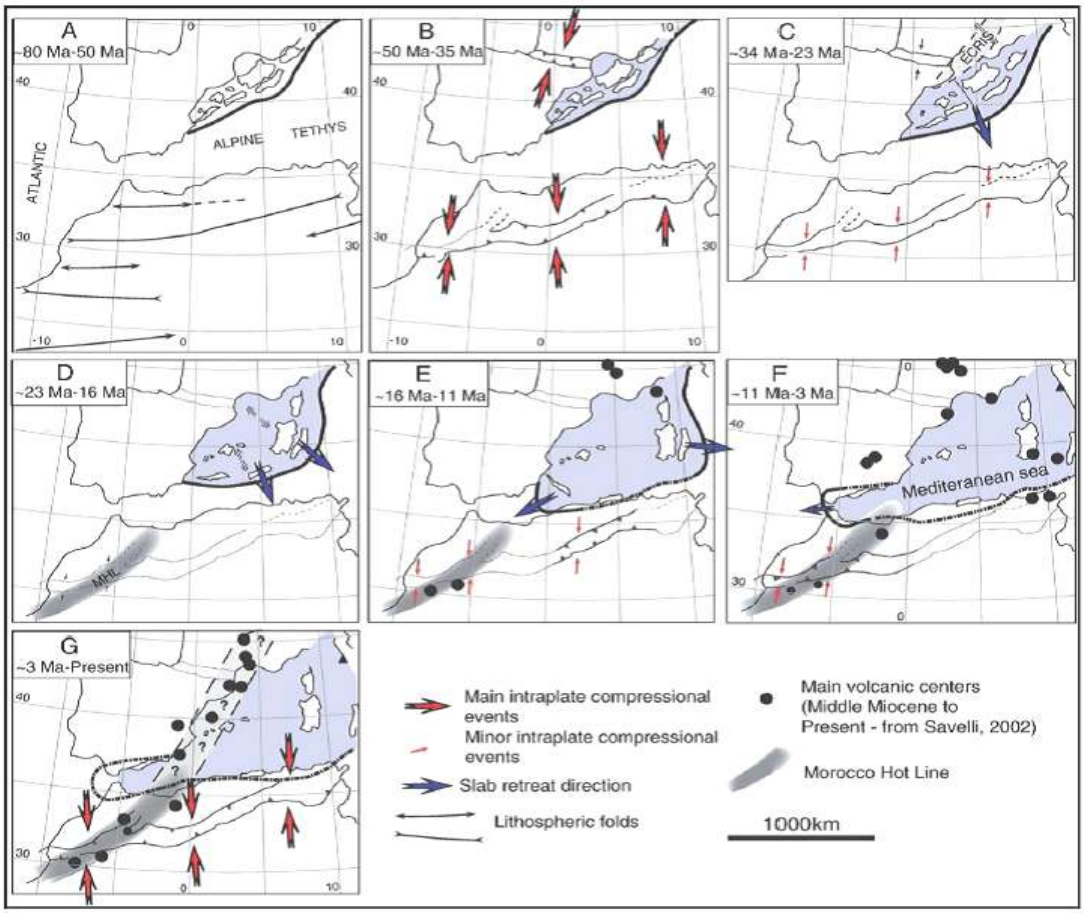


Fig. II.2: Scénario cinématique schématique pour le Maghreb et la Méditerranée occidentale depuis le Crétacé supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009).

A: Initiation de la subduction de la Téthys et le développement de plis lithosphériques dans la région du Maghreb alpins; B: Première inversion générale du bassin Atlas (Atlas premier cas), suivie par l'initiation du retrait du slab (slab roll-back) dans la région méditerranéenne; C et D: Slab roll-back, développement du prisme d'accrétion Tell-Rif, la formation du bassin méditerranéen occidental (couleur violette) considéré comme un bassin océanique (ou croûte continentale s'amincie). E et F: Collision des Kabylies à la marge africaine, la déchirure de la lithosphère le long de la marge et le début de la compression au Nord de la marge africaine. G: Deuxième inversion du système Atlasique (deuxième événement Atlas).

magnitudes plus importantes (Fig. II.4), comme c'est le cas du puissant séisme d'El Asnam en 1980 avec une magnitude supérieure à 7° (Meghraoui et al., 1996).

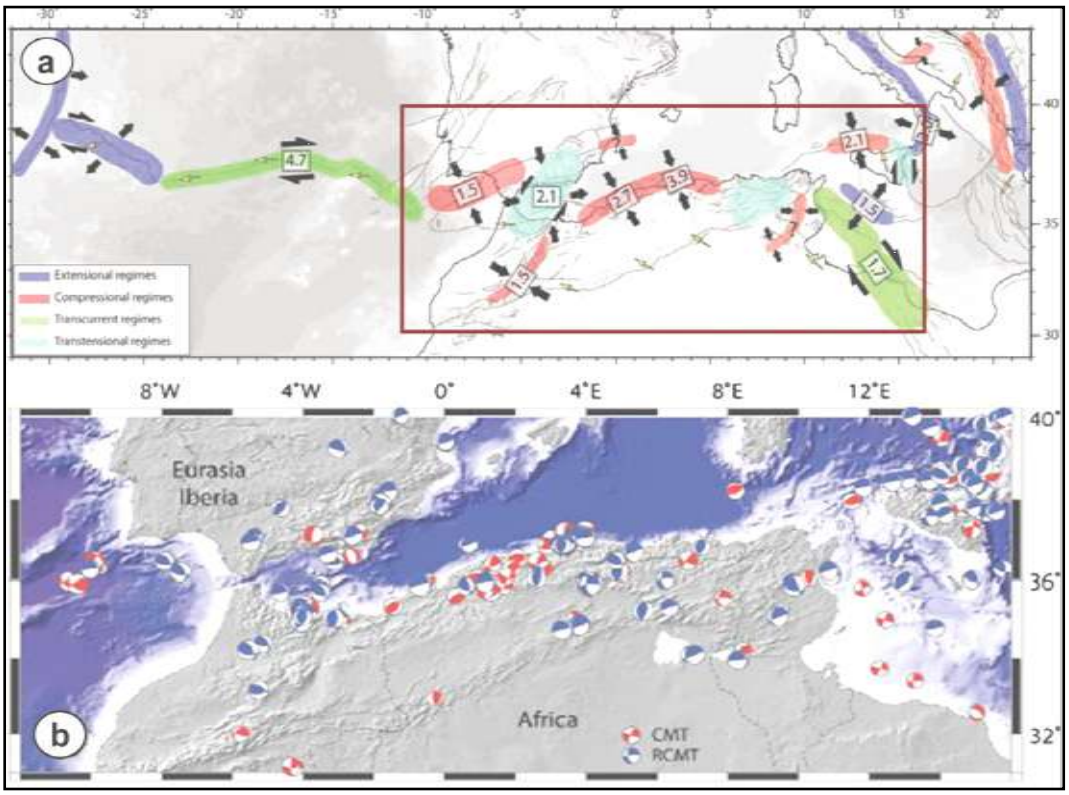


Fig. II.3: a: Carte de répartition de régimes de déformation générés à la limite de plaque montrant les taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007*). b: Carte sismo-tectonique de la frontière de la plaque en Afrique du Nord (Meghraoui et Pondrelli 2012). Un mécanisme au foyer: CMTs mondial en rouge et Européenne Méditerranée RCMT en bleu.*

La plupart des séismes se produisent à des profondeurs qui ne dépassent jamais les 30 km dont la grande majorité est comprise entre 5 et 10 km. Dans l'Atlas tunisien, la séismicité semble être moins active. Vue l'assez des mécanismes aux foyers enregistrés, leurs répartitions s'étendent sur les différents domaines structuraux de la Tunisie. Cette séismicité est confirmée par une séismicité historique (Dlala et Hafaidh, 1993; Kacem, J. 2004). Des nombreux travaux ont fournie des indications importantes sur le mouvement actuel de failles actives. Etant donné l'insuffisance de données de mécanismes aux foyers, nous ne pouvons pas définir un régime tectonique prédominant pour l'Atlas tunisien.

Sur la figure II.3 les mécanismes aux foyers présentés montrent des régimes de déformation qui changent de transtensif à compressif, avec des axes majeurs de direction NNW-SSE, NNE-SSW et E-W (Serpelloni et al., 2007; Bahrouni et al., 2013) associé à l'activité de la ceinture de l'Atlas tunisien. Dans l'Atlas oriental précisément en mer Pélagienne, une activité sismique s'installe accompagnée par un mouvement transpressif dans le bassin de Pantelleria et transtensif au niveau de Golfe de Gabés. Les magnitudes des séismes enregistrent le plus souvent des valeurs inférieures à 3, néanmoins certains séismes destructeurs sont enregistrés avec une magnitude supérieure à 4 tels que le séisme de Gafsa en Novembre, 1989 (Dlala et Hafaidh, 1993). Par ailleurs, la profondeur des événements sismiques dépassent parfois les 15 km. Or la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque ne dépasse pas l'épaisseur de10 km. Par conséquent, nous pouvons dire que certaines de ces failles actives traverser toute la couverture post- Trias et affecte donc toute la croûte

cassante. Les structures récentes du Maghreb montrent que le champ des contraintes y est dominé par une sigma1 (ρ1), subméridienne. La transition au Miocène supérieur, d'un magmatisme calco-alcalin vers un volcanisme alcalin témoigne de l'ouverture crustale le long des zones transcurrentes intracontinentales et due au découplage de la limite Nord de la plaque Afrique entre une portion centrale, en position de poinçon, et ses deux ailes, ou l'échappement latérale est possible (Alain PIQUES., 1998).

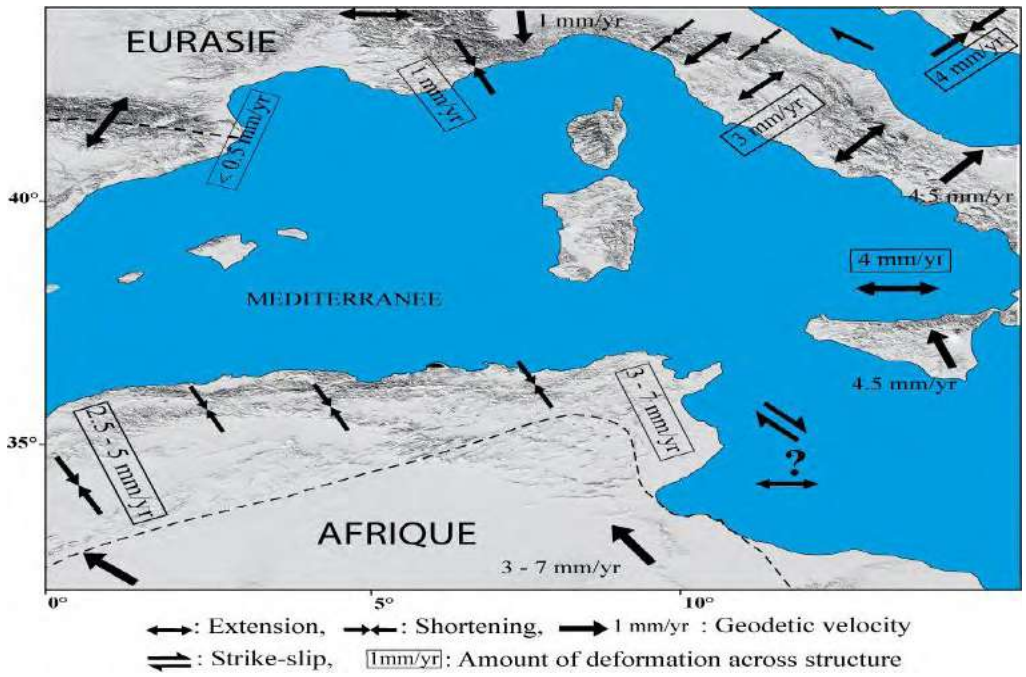


Fig. II.4: Carte de la cinématique des plaques africaine et eurasiatiques (Nocquet & Calais, 2004).

Dans le centre de l'Atlas algérien, le dernier épisode de déformation est antérieur au Plio-Villafranchien ; il est post-Pliocène au sud, a proximité des chevauchements qui le séparent de la plate forme saharienne (Outtani et al., 1995).

Les données géodésiques et sismologiques suggèrent donc que la déformation résultant de la convergence oblique Afrique-Eurasie est concentrée le long de l'Afrique du Nord.

À l'Est de la longitude 2°W, la distribution spatiale de la sismicité montre que la plupart des grands tremblements de terre sont concentrés autour d'une bande relativement étroite le long de la côte Nord Africaine (fig. II.3.).

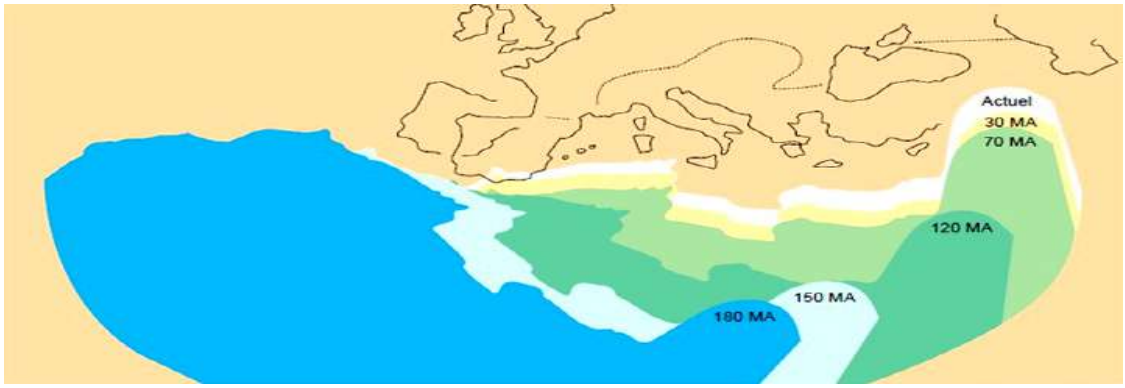


Fig. II.5: Mouvements relatifs Afrique-Asie (Paul TAPPONNIER, 1977)

La convergence oblique NW-SE entre l'Afrique et l'Eurasie en Méditerranée Occidentale est compatible avec les mécanismes focaux des séismes qui montrent un

mouvement en faille inverse de direction NE-SW et de pendage généralement vers le NW combiné avec un mouvement décrochant (Lasaad MEJRI., 2012).
La fin Pliocène et le Quaternaire (Fig. II.4) sont des époques de stabilité relative.
La formation des chaînes alpines méditerranéennes y compris le tronçon algérien de cette chaîne est liée à la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cette rotation est une lente dérive des deux continents l'un vers l'autre (Fig. II.6).

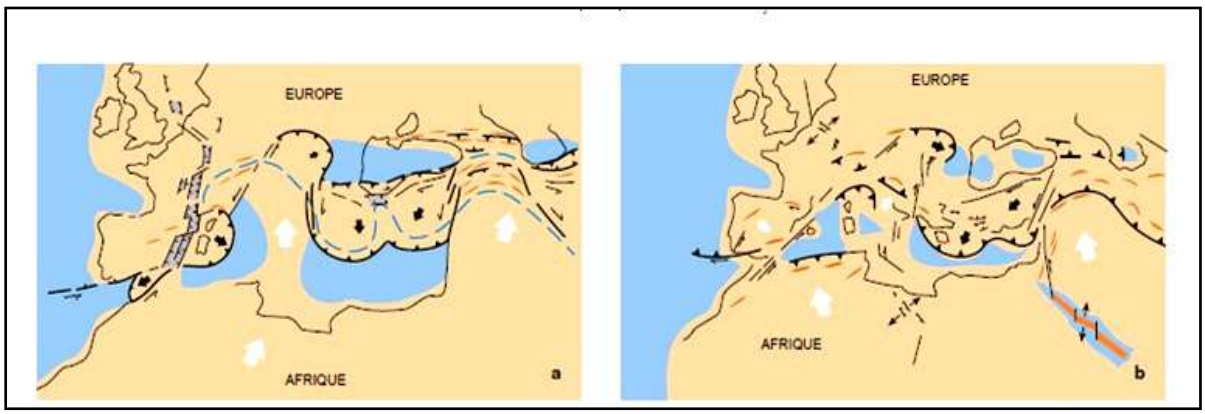


Fig. II.6: Mouvements relatifs Afrique-Asie (d'après Paul TAPPONNIER, 1977).

Les stades initiaux de cette convergence, décelés dès le Jurassique inférieur, ne se sont clairement manifestés qu'à partir du Jurassique supérieur (150 Ma.).
La tectonique est celle de la collision Afrique-Europe. La chaîne alpine algérienne, qui demeure adossée à la frange nord du bloc méridional, est née de cette collision.
Bien que le début des mouvements de dérive de l'Afrique par rapport à l'Europe ne soit considéré comme net qu'à partir du Malm, l'initialisation des phénomènes date du Lias (180 Ma). Ils sont associés à l'ouverture de l'Atlantique Nord.
Schématiquement, cette ouverture s'opère du sud vers le nord et engendre un certain nombre de phénomènes dont les effets sur l'Algérie peuvent se résumer comme suit:

II.1.1-1.b/Tertiaire

Au cours du Tertiaire, on enregistre un certain nombre de rémissions et reprises de convergence, alternées de phases plus ou moins distensives.
A partir de l'Eocène, l'essentiel de l'Europe de l'Ouest est stabilisé dans une forme proche de l'actuel. Il ne subsisterait, en Méditerranée occidentale, aucune zone de subduction active et le front de collision s'étend de l'Ouest, depuis les Pyrénées sur toute sa longueur vers l'est. Ce sont les zones de faiblesse lithosphérique, principalement les zones des déformations crétacées, qui absorbent les effets de la collision. Cette compression généralisée provoque des déformations sur le bloc européen et sur l'Afrique nord-continentale.

A l'Oligocène (Fig. II.6 et II.7), comme conséquence de la conjugaison de l'ouverture nord atlantique, à l'ouest, et de la collision Afrique-Europeorientale, à l'est, les régions ouest méditerranéennes sont soumises à un régime tectonique général de distension. Celui-ci est responsable des grands systèmes de grabens intracontinentaux affectant toute l'Europe de l'Espagne à la Mer du Nord.
Le Mio-Pliocène voit la reprise de la convergence Afrique- Europe, impliquant la reprise des déformations tectoniques en Méditerranée occidentale.
Au niveau de la ligne Açores-Gibraltar, la convergence a une composante sénestre qui se manifeste d'une part en activant des points locaux de subduction et d'autre part, en générant une tectonique intracontinentale au niveau des Pyrénées, de la Chaîne Ibérique et du Haut Atlas. En fin de cycle, les contraintes d'écrasement engendrent les

grandes nappes comme celles à vergence sud de l'Atlas Tellien surtout développées entre El Asnam et Annaba.

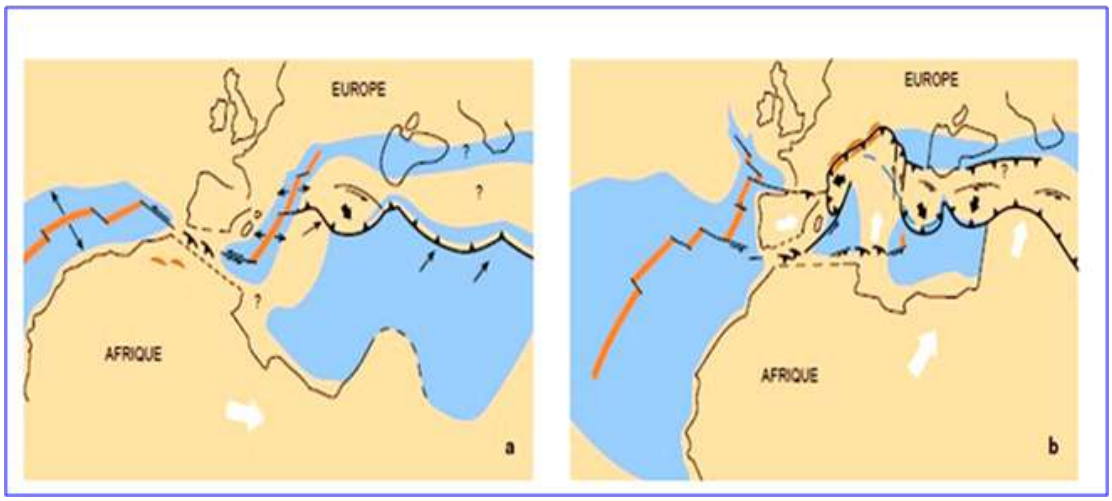


Fig. II.7:enchainement géodynamique au Jurassique (a) et au Crétacé (b) (P. Tapponier, 1977)

II.1.1-1.c/Crétacé

Au Crétacé inférieur, l'Espagne, agissant comme un coin opposé au coulissage, se sépare du bloc Amérique-Europe. La dérive de l'Espagne est responsable de la phase de compression fini Jurassique-Eo-Crétacée dont témoignent les plissements rencontrés dans le Moyen Atlas. Au cours du Crétacé, on assiste, par suite de l'ouverture du bassin de l'Atlantique Nord (Fig. II.7), à la diminution du coulissage sénestre.
L'ouverture aurait provoqué l'annulation de la composante sénestre du mouvement et même son "inversion". La composante de convergence des deux continents, demeurée au second plan au Crétacé, devient prépondérante lors de l'annulation des coulissages au Crétacé terminal.

II.1.1-1.d/Jurassique

Pendant le Jurassique (180 à 140 Ma), au Sud de l'actuelle zone de fractures Açores-Gibraltar, l'Afrique et les blocs continentaux qui lui sont rattachés se séparent du bloc Amérique du Nord-Europe (Fig. II.7).

Durant cette période l'orientation générale de l'Atlantique est N-S tandis que la future zone alpine méditerranéenne prend une direction E-O. Cette direction est déterminée par le mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe. Ce mouvement, de composante coulissante sénestre, persiste jusqu'au Crétacé supérieur.

II.1.1-2/La plate-forme saharienne

Elle est située au Sud de l'Algérie alpine et appartient au Craton Nord Africain (Fig. II.8). Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes. On distingue d'Ouest en Est (Fig. II.1):

II.1.1-2.a/les bassins de Tindouf et de Reggane: situés sur les bordures Nord et Nord-Est du bouclier Reguibat. La couverture sédimentaire

atteindrait 8000m dans le bassin de Tindouf et 6500 m dans celui de Reggane. Dans cette zone peu explorée, les formations paléozoïques pourraient se révéler à hydrocarbures liquides et gazeux;

II.1.1-2.b/le bassin de Béchar : limité au Nord par le Haut Atlas, au Sud et à l'Ouest par la chaîne d'Ougarta. Sa couverture sédimentaire atteindrait 8000 m. Les réservoirs se trouvent dans le détritique paléozoïque inférieur et les récifs carbonifères;

II.1.1-2.d/le bassin d'Ahnet-Timimoun: limité au nord par le haut fond d'Oued Namous, à l'Ouest par la chaîne d'Ougarta, au Sud par le bouclier Touareg et à l'Est par la dorsale d'Idjerane-Mzab. La couverture serait en moyenne de 4000 m. Dans le Sud, les réservoirs ordoviciens et dévoniens inférieurs sont gazéifères. Au Nord, dans la cuvette de Sbaa, de l'huile a été découverte dans la totalité du Paléozoïque;

II.1.1-2.e/les bassins du Mouydir et de l'Aguemour-Oued Mya: sont limités à l'Ouest par la dorsale d'Idjerane-Mzab et à l'Est par la dorsale Amguid-El Biod. Au Sud, les sédiments paléozoïques affleurent dans le Mouydir. Au Nord, dans la dépression d'Aguemour-Oued Mya, comblée par une puissante série paléozoïque et Méso-Cénozoique (5000m à Oued Mya), d'importants gisements ont été mis en évidence dans le Cambrien (Hassi Messaoud) et le Trias (Hassi Rmel);

II.1.1-2.f/la synéclise d'Illizi-Ghadamès: est limitée à l'Ouest par la dorsale d'Amguid-El Biod et à l'est par le môle de Tihemboka et les confins tuniso-libyens. Dans le bassin de Ghadamès, la couverture sédimentaire (supérieure à 6000 m), renferme des gisements d'hydrocarbures dans le Paléozoïque et le Trias (Fig. II.9).

II.1.1-2.g /Le substratum cristallin

La nature, l'âge et la structure du substratum des bassins algériens sont en général peu connus. Leur étude est faite à partir du forage pétroliers, de la géophysique et de la géologie de surface du bouclier Hoggar (Fig. II.1).

Dans les bassins sahariens, à couverture sédimentaire d'âge paléozoïque ou plus récent, le substratum n'a été reconnu que par de rares sondages, notamment dans les régions d'Illizi et de l'Ahnet. Il semble être de même nature et de même âge que celui affleurant au Hoggar.

Au Hoggar, le socle est d'âge panafricain (600 Ma) et associé à la chaîne Panafricaine. Celle-ci est interprétée comme une chaîne de collision entre un craton stable et rigide à l'Ouest, le Craton Ouest Africain, et une zone mobile, véritable marge active à l'Est. La ligne de suture entre ces deux blocs est représentée par un contact net entre les méta-sédiments du Craton Ouest Africain, d'âge Protérozoïque supérieur et les gneiss panafricains. Ceux-ci se sont formés à partir de roches pluto-volcaniques et de socle remanié. Ces méta-sédiments reposent sur un socle éburnéen plus ancien (2 Ga). Cette suture, définie par gravimétrie, passerait sous l'axe du bassin de Reggane et à la limite NO du bassin de Tindouf. Plus au sud, la présence de matériel profond tel des basaltes, des gabbros, des harzburgites, etc., témoignerait de l'existence d'un domaine océanique anticollision. Au Hoggar, la chaîne Panafricaine est affectée par d'importants accidents subméridiens, délimitant les domaines structuraux suivants

- A l'Ouest la Chaîne Pharisienne est divisée en deux branches. La branche occidentale, socle éburnéen, est formée de divers granites injectant une série plus ancienne. Ce socle est surmonté de deux séries volcano-détritiques, la série verte et la série pourprée. Elles représentent la molasse de la chaîne.

La branche orientale est un vaste fossé de grauwackes et de pélites, injecté d'andésites, où l'on observe un important développement de granites;

- Le Hoggar Central Polycyclique, est essentiellement composé de granulites et de gneiss, provenant d'un socle prépanafricain réactivé et injecté par d'importants volumes de granites syn-orogéniques;
- Le Hoggar Oriental-Ténéré, stabilisé vers 725 Ma, développe sur sa marge occidentale une chaîne linéaire intracontinentale (la chaîne de Tiririne) (Fig. II.1).

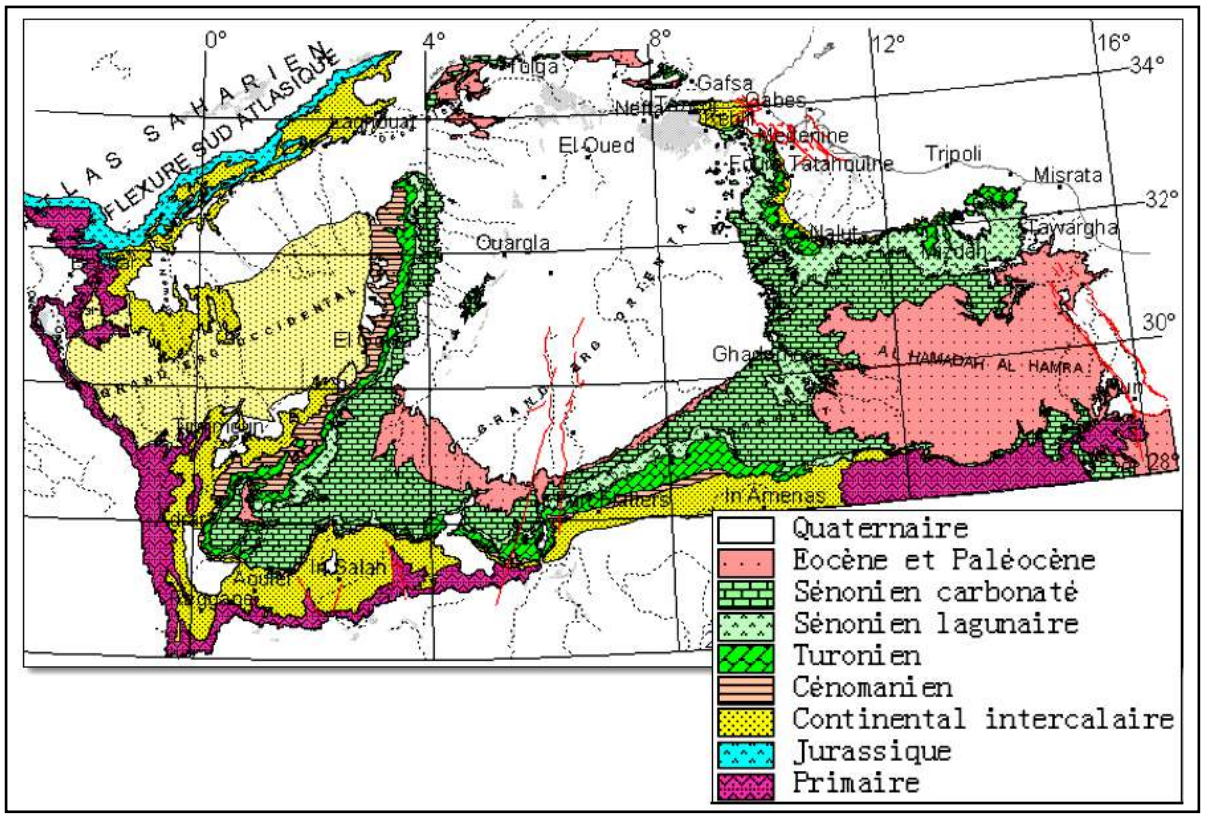


Fig. II.8: Carte géologique simplifie du Sahara septentrional algérien et de l'extrême-Sud tunisien (G.Busson et al,. 1991(modifiéepar OSS 2002)).

D'après la gravimétrie, la sismique et le forage, cette organisation subméridienne, notamment les accidents majeurs délimitant les blocs cristaux de nature distincte, se prolongerait au nord sous les bassins sahariens. Ainsi, sous la couverture paléozoïque, le substratum serait des types suivants:

- La pharusien occidental, sous les bassins de l'Ahnet-Timimoun;
- La pharusien oriental, sous Mouydir-Oued Mya;
- Hoggar Central, sous Amguid-El Biod;
- Hoggar Oriental, sous Illizi-Ghadamès.
- Il est difficile de prévoir l'extension au nord de ces éléments. Vers la zone des voûtes Allal-Tilrhemt, un socle de nature rhyolitique a été rencontré par forage en quelques points. Sous le bassin de Tindouf et de Reggane, situés sur le Craton Ouest Africain, on note l'existence d'épaisses séries volcano-détritiques (6000 à 10 000 m), comblant des fossés précambriens.

Le substratum pourrait être de même âge et nature que celui des Eglab. La morphologie de ce socle, illustrée par la carte en isobathes proche du mur du Paléozoïque (Fig. 8), est connue grâce à la sismique et aux forages.

II.1.1-3 /La tectonique paléozoïque de la plate-forme saharienne:

La tectonique précambrienne et particulièrement la phase panafricaine sont à l'origine d'un grand réseau de fracturation caractérisé par des accidents sub-méridiens verticaux, soulignés par des mylonites.
Ces accidents sont interprétés comme des décrochements à rejet horizontal pouvant atteindre 100 km. Les accidents dextres sont décalés par un réseau de failles conjuguées NE-SW tandis que les sénestres sont affectés de failles NW-SE. Ce système est interprété comme résultant d'une contrainte compressive maximale horizontale orientée EW. Il s'étend du Hoggar au Nigéria et s'explique par le poinçonnement d'un bouclier est africain plastique par le Craton Ouest Africain plus rigide. Ces accidents sont au moins d'âge panafricain tardif et peut-être plus anciens.

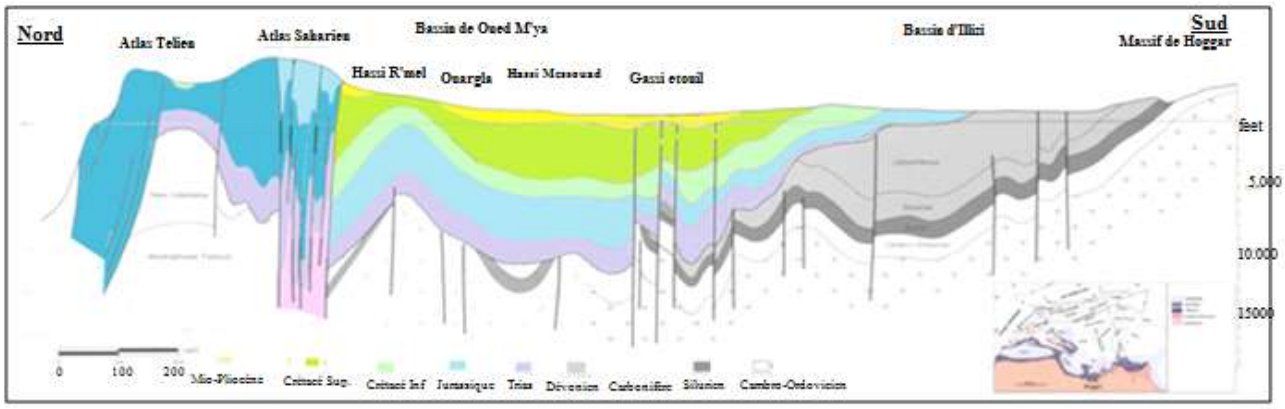


Fig. II.9: Coupe géologique (NW-SE) simplifiée à travers les différents ensembles géologiques de l'Algérie (Boote& al., 1998, modifié par nos soins)

II.1.1-3.a/La distension cambro-ordovicienne: La phase orogénique panafricaine, prenant fin au cours du Cambrien, est suivie d'une période d'érosion importante qui nivelle les structures et les reliefs. Il se forme une vaste pédiplaine caractérisée par un léger plongement vers le nord comme en témoigne l'homogénéité parfaite des directions de transport observées dans les dépôts sus-jacents.
Les séries cambro-ordoviciennes montrent, localement, qu'une instabilité tectonique a accompagné leur dépôt. Des variations d'épaisseur et de faciès de part et d'autre d'accidents N-S sont visibles tant en surface à Foum Belrem qu'en sub-surface dans la zone orientale du môle d'El Biod. Des roches volcaniques, intercalées dans les grès du Cambrien ou les argiles trémadociennes d'El Gassi, ont été forées dans la région de Hassi Messaoud. Des épisodes volcaniques équivalents sont signalés dans le sud-tunisien où deux niveaux de basaltes sont intercalés dans la formation argilo-gréseuse trémadocienne de Sanhar.
Ces phénomènes et, tout particulièrement l'importance des roches volcaniques, sont en faveur d'une distension non négligeable.
La subsidence initiale a créé une architecture de bassins en blocs basculés dont les apex, diversement décapés, vont être scellés par les formations marines

post-rift. Ces formations, d'âge variant de l'Arenig supérieur au Llanvirnien, reposent en discordance sur les séries antérieures et même parfois sur le socle.

II.1.1-3.b/La compression Taconique:

La distension cambro-ordovicienne, où l'on décèle déjà les grandes lignes des futurs bassins de la Plate-forme Saharienne, est suivie d'une transgression généralisée d'âge Arénigien-Lianvirnien. Au Caradoc, un changement de contraintes avec des mouvements compressifs le long des accidents sub-méridiens entraîne des bombements régionaux, en particulier sur les boucliers Réguibate (Eglab) et Touareg (Hoggar). Ces soulèvements entraînent une érosion atteignant le socle. On leur attribue un âge allant du Caradoc à l'Ashgill, pouvant donc correspondre à la phase de compression taconique.
A la même période, un changement climatique provoque l'installation d'une calotte glaciaire centrée sur le Sahara central.
Les dépôts sont, en effet, à caractère glaciaire et périglaciaire avec de nombreuses discordances de ravinement atteignant parfois le socle.

II.1.1-3.c /La Distension Silurienne

A la phase glaciaire succède la fonte de la calotte, et l'eustatisme engendre une transgression généralisée. Celle-ci atteint le Sahara méridional où se déposent les argiles noires à Graptolites, riches en matière organique. Des sondages ont traversé des séries volcaniques indiquant un régime distensif.

II.1.1-3.d/La Compression Calédonienne

Le Silurien est caractérisé par des argiles noires se chargeant progressivement de matériel détritique provenant du SE. Un certain nombre de discordances locales sont le signe avant-coureur de la phase tectonique fin Silurien et Dévonien précoce.
Le soulèvement général qu'entraîne cette phase est suivi d'une période d'érosion et de nivellement des structures.

II.1.1-3.e /La Distension Du Dévonien Inferieur

Le Dévonien inférieur est le siège de différents phénomènes tectono-sédimentaires.
D'une part, on observe des variations d'épaisseur et de faciès le long des axes structuraux subméridiens. D'autre part, dans les parties méridionales et orientales du Hoggar, du volcanisme est connu sous forme de coulées basiques intercalées et parfois remaniées dans la formation d'Efeimazerta.
Ces phénomènes sédimentaires et volcaniques indiquent une phase distensive d'âge Lochkovien-Praguien qui a provoqué le rejeu syn-sédimentaire de failles et de structures pré-existantes.

II.1.1-3.f /Mouvements du Dévonien moyen et supérieur

La discordance frasnienne est en fait la superposition de deux discordances. La première d'entre elles est située juste au-dessus de l'Emsien, et en érode parfois la partie supérieure.
La seconde, située au mur du pic radioactif intra-Dévonien supérieur, érode les formations antérieures pour se superposer à la discordance précédente. Cette discordance est suivie d'une sédimentation transgressive marine.
Au stade actuel, il est difficile de dire si ces discordances résultent de

mouvements compressifs, distensifs ou de variations eustatiques entraînant de légères érosions locales.

II.1.1-3.g /Mouvements post-Famenniens

La micropaléontologie met en évidence une lacune du Famennien. En effet, les bassins ouest et nord sahariens montrent, dans un dispositif en arête de poisson, un onlap général du Carbonifère sur différents termes dévoniens. Les diagraphies ont confirmé le même phénomène de discordance à la base du Carbonifère qui amène le Tournaisien supérieur en discordance sur le Dévonien anté-Famennien.

II.1.1-3.h /Les mouvements Hercyniens majeurs

Ils sont divisés en mouvements précoces (Viséen) et majeurs (Paléozoïque terminal). Les cartes isopaques de l'ensemble Tournaisien-Viséen inférieur du bassin d'Illizi montrent l'influence des mouvements tectoniques sur la sédimentation.
L'analyse microstructurale indique une direction de serrage N40°, compatible avec les structures NW-SE.
Dans la structure d'Edjeleh et la région de Bordj Nili, l'arrêt de la sédimentation carbonifère, provoqué par la phase hercynienne majeure, est annoncé par une discordance à la base des calcaires westphaliens. La série de Tiguentourine, déposée postérieurement à cet arrêt et d'âge supposé Stéphanien, est caractérisée par des dépôts lagunaires (argiles rouges et gypses) surmontés en discordance par la série de Zarzaïtine dont la base est attribuée au Trias supérieur.
Les mouvements de cette phase ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la Plateforme Saharienne et dans la distribution des roches réservoirs et des roches mères. Le résultat est bien visible sur l'écorché pré-mésozoïque (Fig. II.5 et Tableau. II.1).

II.1.1-4 Evénements Méso-Cénozoïques sur la plate-forme saharienne:

On ne retrace ici que les grandes étapes tectoniques influençant la sédimentation et la structuration, en particulier celle du Bassin Triasique. Avant la mise en place des premiers dépôts mésozoïques, la Plate-forme Saharienne a subi les mouvements hercyniens dont la phase majeure (post-stéphanien) correspond à une compression de direction N120°. Les effets les plus importants se situent le long des accidents NE-SW. Les grès du Cambrien de l'axe NE-SW d'El Gassi-Messaoud, actuellement situés sous la discordance hercynienne, étaient alors à l'affleurement et érodés sur environ 3000m. Un des faits les plus marquants de ces déformations est la préservation des principales roches mères siluriennes dans les dépressions de Ghadamès et de l'Oued Mya (Tableau. II.1).

II.1.1-4.a /Le Trias

Au Trias, il existe deux phénomènes, d'une part, un épaississement et des variations de faciès sont observables du SO vers le NE. Les faciès, argilo-gréseux d'origine fluviatile à réseau en tresse sur les bordures SW du bassin, passent en direction du NE à un réseau méandriforme. Plus vers le NE, dans la région d'El Borma, seule la partie basale demeure argilo-détritique, tandis qu'elle devient argilo-carbonatée en partie médiane et argilo-salifère au sommet. Ces épaississements et variations de faciès traduisent un enfoncement

du bassin vers le NE. D'autre part, des variations d'épaisseur le long des failles NE-SO et, à un degré moindre, le long des failles N-S, individualisent des dépocentres orientés NE-SW. Dans la dépression de l'Oued M'ya et sur l'axe Nezla-Rhourde-El Baguel, les jeux des failles NE-SW s'accompagnent de volcanisme.
Ces mouvements sont rattachés à la distension NW-SE dont le stade paroxysmal se situe à l'Hettangien. La puissance actuelle des sédiments varie de 0 à 500 m.

II.1.1-4.b /Le Jurassique : Hettangien

A l'Hettangien, le centre du bassin s'effondre créant ainsi le sillon salifère de Dorbane rattaché à l'évolution distensive WNW-ESE mise en évidence au Trias.Les séries, variant de 100 à 1400 m d'épaisseur, sont représentées par des évaporites où le sel est prépondérant.

II.1.1-4.c /Sinemurien-Malm

A quelques exceptions près, les variations d'épaisseur sur l'ensemble du bassin sont peu importantes. A la limite Lias- Dogger, un effondrement de la bordure NO du bassin se traduit par des variations de 700 à 1400 m d'épaisseur sur une distance d'environ 150 km. Les séries les plus épaisses se situent alors dans l'axe du sillon atlasique situé au NO du bassin triasique dans lequel la puissance des dépôts du Sinémurien au Malm inclus varie de 400 à 1000m. Hormis ces restrictions, les séries sont généralement sous faciès de plate-forme épicontinentale peu profonde à sédimentation carbonatée avec localement des faciès oolithiques correspondant à des environnements de haute énergie. Les influences continentales ne se font sentir qu'au sud. Cette période a été favorable au dépôt et à la conservation des matières organiques en zones à faible énergie et au dépôt des roches réservoirs dans les zones les plus agitées. Ces deux éléments offriront la possibilité de maturation des hydrocarbures et de leur piégeage ultérieur.

II.1.1-4.d/Le Crétacé: Néocomien-Barrémien Au Crétacé inférieur (Néocomien et Barrémien), les isopaques subissent un changement important. Les plus grandes variations d'épaisseur se situent dans le sud du bassin et aux flancs des failles N-S. Le long de ces failles, le Crétacé inférieur peut être totalement érodé, parfois jusqu'au Trias, comme c'est le cas sur les voûtes anticlinales. Ce type de structure résulte du jeu inverse des failles N-S par compression E-O au cours de la phase de compression autrichienne. La partie septentrionale du bassin pend vers le nord, préfigurant ainsi la dépression des Chotts qui se développera ensuite entre le bassin triasique et la partie orientale de la chaîne atlasique. Les épaisseurs résiduelles (après érosion) varient de 0 à 1100m.

- **Aptien:** Après le nivellement généralisé suivant la compression autrichienne, une grande étendue de carbonates d'épaisseur de 0 à 40 m se dépose à l'Aptien supérieur. Cet envahissement rapide du bassin est, semble-t-il, dû à une remontée eustatique. Elle n'a cependant pas pu recouvrir l'ensemble des reliefs structuraux N-S dans le Bassin Triasique.
- **Albien:** A l'Albien, la sédimentation est fluviatile ou deltaïque au sud avec des influences marines au nord. Du point de vue tectonique, cette période est calme avec, cependant, quelques indices de distension se traduisant localement par des jeux en faille normale.

- **Cénomanien:** Au Cénomanien, l'influence marine devient plus importante et atteint les zones méridionales. Les dépôts des carbonates pélagiques admettent des faciès lagunaires de bordure.
- **Turonien:** Comme en témoigne l'installation d'une vaste plate-forme carbonatée sur la majeure partie du Sahara, l'environnement devient franchement marine. Le dépôt de ces carbonates est contrôlé par les mouvements eustatiques ayant déjà débuté à l'Albien supérieur. Des indices de distension se retrouvent le long des failles ENE-WSW.

II.1.1-4.e /Fin Crétacé- Tertiaire: Durant le Sénonien et l'Eocène, les failles de direction NE-SO sont réactivées par la phase de compression pyrénéenne et jouent un rôle important. A partir du Miocène inférieur à nos jours, la sédimentation redevient continentale. La tectonique n'a plus qu'une influence faible sur la structuration de la Plateforme Saharienne.

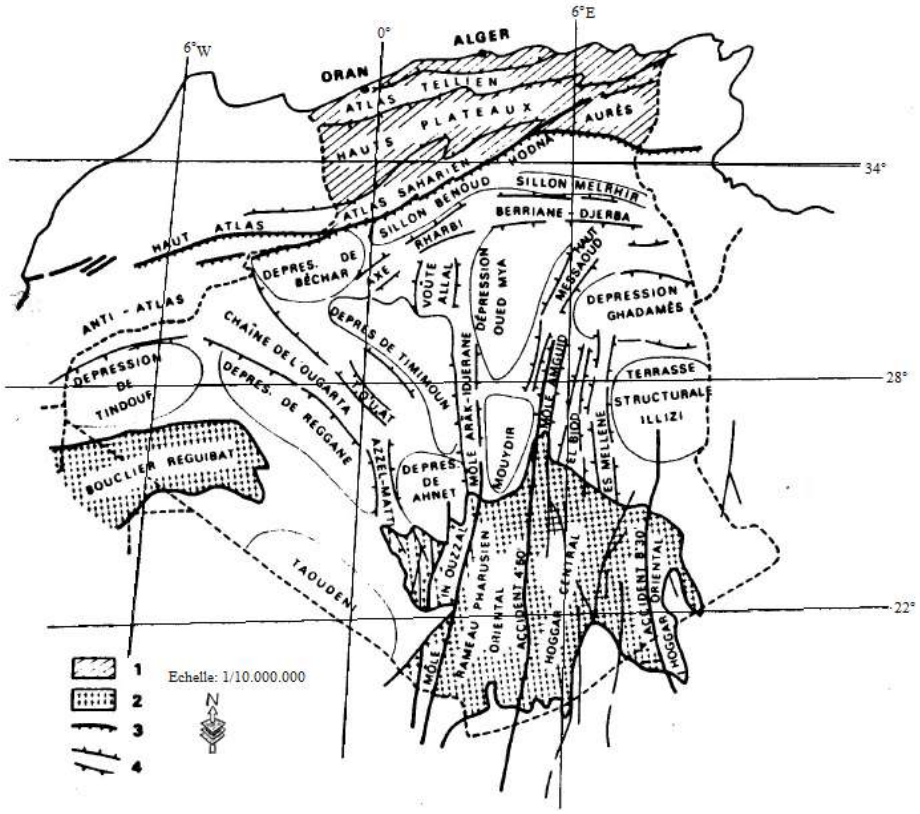


Fig. II.10**:** schéma structural de la plateforme saharienne 1: domaine Alpin; 2:socle précambrien; 3: flexures ou failles ; 4: môle, horst ou haut structural (Takherist., 1986).

II.1.1-5/les mégastructure de la plateforme saharienne: La structure actuelle de la plateforme saharienne est caractérisée par des dépressions qui définissent d'Ouest en Est de vastes synéclises (Fig. II.10).Celles-ci sont séparées par des dorsales, parfois complexes, constituées par une série de môles ou de hauts structuraux. Cette structure est illustrée sur les figures II.9 et II.10 et où on distingue notamment:

II.1.1-5.a/La synéclise de Tindouf-Reggane: constituée par les deux dépressions du même nom, formées au cours du Paléozoïque sur la bordure nord-orientale du Craton Ouest-africain. Les séries paléozoïques y sont très développées, notamment à partir du Dévonien (plus de 6000 m); la chaîne à matériel paléozoïque plissé de l'Ougarta, à la limite entre le Craton Ouest-africain et la zone panafricaine (Fig**.** II.10),

II.1.1-5.b/ la synéclise ouest-algérienne: constituée par les dépressions de l'Ahnet et de Timimoun où le Mésozoïque est nettement moins développé que le Paléozoïque;

II.1.1-5.c/la dorsale d'Idjerane: qui se continue au nord par celle du M'Zab (voûte d'Allal) et qui est délimitée par des fractures subméridiennes dont certaines constituent le prolongement de failles majeures affectant le rameau pharusien oriental de la chaîne Panafricaine;

II.1.1-5.d/la synéclise centre-algérienne: comprenant les dépressions du Mouydir au sud et de l'Oued M'ya au nord, ce dernier résultant essentiellement de l'histoire méso-cénozoïque;

II.1.1-5.e/la dorsale complexe d'Amguid-El Biod: au sud qui est relayée au nord par le môle de Messaoud et où le Paléozoïque est fortement réduit. Cette zone est délimitée par des failles subméridiennes majeures, notamment à l'ouest par l'accident du 4.50' qui sépare au sud deux compartiments différents de la chaîne Panafricaine (Fig. II.10) : le Pharusien à l'Ouest et le Hoggar central à l'Est (Caby et al., 1981);

II.1.1-5.f/la synéclise Est-Algérienne: comprend la terrasse structurale d'Illizi au sud et la dépression de Ghadamès au nord, constituant le bassin carbonifère algéro-libyen;- au nord, le bourrelet Rharbi-Berriane-Djerba de direction W-E, constitué d'un certain nombre de voûtes structurales - celles de Meharez, de Oued Namous et de Berriane, notées respectivement A, B et C sur la figure II-9 fortement érodées au Permo- carbonifere, parfois jusqu'au socle rhyolitique précambrien, et formant le paléo-Anti Atlas;

II.1.1-5.g/le système de sillons pré-Atlasiques:(sillon de Benoud à l'Ouest et du Melrhir à l'Est), situé entre le bourrelet précédent et l'Atlas Saharien, où la série sédimentaire est très épaisse (7000 m).

II.1.1-5.h / Failles d'Amguid : Au passage du réseau de failles de la dorsale d'Amguid, les séries géologiques mésozoïques (Crétacées) affichent dans les sondages des rejets verticaux de l'ordre de 300 à 400m (Sondages Au1 et EkN 1). Dans la cuvette de Oued Mya située à l'Ouest de ces failles, le substratum permien se situe, au niveau du sondage Au1, à -1170m de profondeur et se présente comme un ancien haut-fond où les dépôts du Trias et du Jurassique sont absents (cas similaire au dôme de Malaab en Tunisie)(Fig.II.10). Sur ce dôme, les séries continentales du CI accusent une nette réduction d'épaisseur.

L'étude tectonique a révélé deux phases tectoniques importantes, la phase hercyniennes et autrichiennes, qui ont affecté différemment ces régions. La phase

autrichienne est visible surtout dans la région de Gassi-Touil car il est inhabituel dans le tronçon de niveau saharien (M.K., KERDJIDJ., et al., 1995).

II.1.1-6-/STRATIGRAPHIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE:

Dans leur ensemble les grands traits morphologiques et géologiques du Sahara septentrional algérien sont primitifs et peuvent être retracés de la façon suivante (voir carte géologique G. Busson 1957 au 1/5.000.000).

Au Sud, le massif antécambrien du Hoggar, entièrement formé de roches cristallophylliennes et éruptives violemment plissées puis arasées en pénéplaine avant le Primaire. A ces roches cristallines très anciennes s'ajoutent des roches volcaniques récentes qui donnent les points culminants du massif.

Au Nord du Hoggar, une auréole de terrains paléozoïques, débutant au Cambrien et se terminant avec le Stéphanien probable, qui reposent en discordance totale sur le substratum cristallin. En bordure même du Hoggar les assises inférieures du Primaire sont peu ou pas plissées et constituent la ceinture des Tassili dont les deux cuestas faiblement inclinées sont formées par les grès du Cambro-ordovicien pour les Tassili internes et par les grès du Dévonien inférieur pour les Tassili externes. Entre les deux, les schistes du Gothlandien provoquent la « dépression intra-Tassilienne» (Fig. II.15).

Plus au Nord les formations paléozoïques constituent les bassins de Ahnet, du Mouydir et de l'Issaouane dont les assises ont été plus ou moins fortement plissées sous l'effet de l'orogenèse hercynienne et se présententsous forme d'anticlinaux et de synclinaux de style très souple généralement allongés suivant une direction méridienne (J. Flandrin., 1957).

Plus au Nord encore les terrains paléozoïques plissés disparaissent sous la couverture discordante des assises secondaires et tertiaires subhorizontales. Bien que non plissées, ces assises ont été affectées par des déformations à grand rayon de courbure qui dessinent une immense cuvette synclinale, dite du « Bas-Sahara », occupée à peu près à son centre par le Grand Erg oriental, et un très vaste bombement anticlinal, dit du « HautSahara », dont l'axe se situe approximativement sous le Grand Erg occidental (J. Flandrin., 1957).

Enfin, le raccord entre les assises sub-tabulaires du Mésozoïque et du Tertiaire sahariens et les assises de même âge fortement plissées de l'Atlas se fait par l'intermédiaire d'un grand accident structural complexe, appelé « flexure saharienne », qui sépare d'une façon extrêmement nette le domaine saharien du domaine atlasique.

La présence dans le sous-sol d'hydrocarbures gazeux ou liquides, ainsi que d'eau, étant conditionnée par la nature lithologique des roches, voici sommairement sus-dessous la constitution des différentes assises représentées dans le Sahara septentrional algérien.

II.1.1-5.a/PRIMAIRE

Cambro-Ordovicien : Grès quartzite, très peu poreux et perméables, dont l'épaisseur peut varier de 50 à 100 m.

Gothlandien: Schistes argileux sombres, assez riches en matière organique, pouvant être regardés comme « roches-mères » probables d'hydro carbures. Leur épaisseur va de 150 à 600 m.

Dévonien inférieur : Grès assez sains et grossiers en bordure du Hoggar et présentant alors de bons caractères de roches-réservoirs mais devenant plus argileux et plus fins vers le Nord. Epaisseur de 150 à 300 m.

Dévonien moyen : Formations surtout argileuses admettant des intercalations calcaires qui, vers l'Ouest, passent localement à des récifs d'*Algues* et de *Crinoïdes* peu étendus mais très perméables. Les argiles et les calcaires sontlégèrement mais fréquemment bitumineux et a épaisseur très variable (10 à 200 m).

Dévonien supérieur : Assise de 1000 à 1500 m d'épaisseur, essentiellement argileuse, avec « *miches* » calcaires à la base et banc calcaro-gréseux au sommet.

Tournaisien : Argiles avec intercalations calcaires et gréseuses. Epaisseur variant de 100 à 400 m. Cet étage succède normalement au Dévonien sauf au voisinage de la frontière libyenne où il repose en transgression jusque sur le Gothlandien.

Viséen: Surtout argilo-schisteux mais comportant dans sa partie moyenne des bancs de grès poreux et perméables offrant de bonnes caractéristiques de roches-réservoir. Epaisseur comprise entre 900 et 1150 m.

Namurien : Marnes et gypses de faciès lagunaire marquant le début de l'émersion liée à l'orogenèse hercynienne.

Stéphanien : Formation du « Continental post-Tassilien », comportant des argiles rouges et des grès arkosiques (ces derniers très perméables) qui reposent en discordance faible mais très nette sur les assises plus anciennes.

II.1.1-5.b/SECONDAIRE

Sur tout le pourtour de la cuvette du « Bas-Sahara » les terrains paléozoïques plissés sont surmontés en discordance par le Crétacé inférieur continental, à l'exception du Sud-Tunisien où le Jurassique et le Trias affleurent dans la « *Jeffara* ». Aussi pensait-on, jusqu'à une date récente, que les mers jurassiques et triasiques n'avaient pas pénétré au Sahara ou n'avaient qu'effleuré sa bordure septentrionale. Un sondage exécuté à Berriane en 1953 a montré que, contrairement à cette hypothèse, le Trias et le Jurassique étaient représentés très au Sud de la « flexure saharienne » et les forages exécutés depuis lors indiquent que ces terrains dessinent un bassin s'étendant sous une large fraction de la Chebka du Mzab et de la cuvette du « Bas-Sahara »(Fig. II.15).

Trias. : Par suite des plissements hercyniens et des érosions qui leur ont fait suite, le Trias surmonte en discordance les différents termes du Paléozoïque ou même directement le socle antécambrien. Il débute par des grès épais d'environ 500m, dont la perméabilité est variable mais rarement nulle, et se termine par une série salifère de même puissance. Localement des dolomies s'intercalent entre ces deux termes.

Jurassique.: Essentiellement calcaire, surtout au niveau du Lias et du Jurassique moyen. Son épaisseur, à Berriane, est de 689 m.

Crétacé inférieur : représenté par les grès et les sables à passées argilo-gypseuses du « Continental intercalaire » qui correspond à une énorme série de remblaiement continental de 200 à 1100 m d'épaisseur. Les grès et les sables, très perméables, constituent le plus grand horizon aquifère du Sahara.

Cénomanien.: Argiles et gypse de faciès laguno-marin qui marquent le début de la grande transgression néo-crétacée après la phase d'émersion du « Continental intercalaire ». Ces dépôts, parfaitement imperméables, constituent le « toit » de la nappe aquifère en charge contenue dans les grès sous-jacents. Epaisseur: 300 à 500m.

Turonien. : Calcaires en gros bancs, à silex, formant les plateaux et les cuestas de la Chebka du Mzad, du Tademaït, du Tinrhert et du Dahar. Epaisseur 120 m.

Sénonien. : Alternance de calcaires, de marnes et d'anhydrite sur environ 100 à 300m.

II.1.1-5.c /TERTIAIRE

Eocène inférieur : Représenté dans la majeure partie du « Bas-Sahara » et jusque sur la bordure septentrionale du Tinrhert par des calcaires et des marno-calcaires à *Nummulites* et *Operculines*. Dans la région des Ziban ce sont ces calcaires qui, associés aux calcaires massifs du Sénonien terminal de la bordure atlasique, renferment la nappe aquifère alimentant les oasis du Tolga. Epaisseur de l'ordre de 100 m.

Eecène moyen : Série lagunaire, à anhydrite, argiles et rares calcaires, annonçant l'émersion définitive de tout le Sahara septentrional algérien.

Mio-Pliocène : Formations continentales de remblaiement constituées par une alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de sables plus ou moins consolidés en grès dont la puissance est de l'ordre de 150 à 200 m. Des calcaires sont présents à la base dans la région de Touggourt.

II.2-CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

Géologiquement la région d'étudiées fait partie de la plateforme saharienne au sud de l'Algérie, limitée au sud par le bouclier du Hoggar et au nord par 1'Atlas saharien appartenant au domaine alpin, caractérisée par l'existence d'importants bassins sédimentaires intra-cratoniques, connus pour les gisements d'hydrocarbures qu'ils renferment.

II.2.1/La tectonique

La tectonique du bassin d'Oued M' ya s'inscrit dans le cadre de la tectonique globale de la plateforme Saharienne: cette dernière a subi une structuration qui s'est effectuée principalement au cours de deux cycles tectonique (Tableau. II.1).

II.2.1/a. Précambrienne : l'orogénèse panafricaine

D'après S. Rougier., 2012Les histoires géologiques et géodynamiques précambriennes du Sahara sont scellées par l'orogénèsepanafricaine. Cette phase majeure de déformation va modifier en profondeur la lithosphère saharienne, et ainsi définir un cadre structural qui va déterminer en grande partie l'évolution phanérozoïque de ces terrains.

Dans le Bouclier Touareg des terrains d'âges variable (détaillés ci-dessous) sont accrétés et structurés par ces accidents lithosphériques de direction N-S, qui accommoderaient plusieurs centaines de kilomètres de déplacements horizontaux (Fig. II.1) (Black et al., 1994).

On s'aperçoit donc que l'épisode panafricain a structuré en profondeur en profondeur la lithosphère saharienne, lui conférant des caractéristiques particulières qui vont avoir une influence de premier ordre sur les évènements futurs. En particulier le rôle des accidents précambriens, et notamment les zones de cisaillement N-S du Bouclier Touareg, est prépondérant car ces structures vont délimiter les bassins paléozoïquesen définissant des zones hautes et des zones subsidentes (structure en arches et bassins) (S. Rougier., 2012).

II.2.1/b. le Cambro-Silurien : la couverture Tassilienne

D'après Faber, 2005 A la fin de l'orogénèsepanafricaine, le Sahara est aplani, et une importante séquence de sédimentation commence. Cela va générer la formation des séries des bassins paléozoïques nord-africains, remplis par des sédiments cambro-ordoviciens, puis dévoniens, qui affleurent aujourd'hui encuestas autour du Bouclier Touareg.

II.2.1/c. Phase Hercynienne :

Les épisodes extensifs du Trias vont générer du rifting en domaine Atlasique mais également (Fig. II.12).

II.2.1/d. Le cycle Panafricain: qui a engendré des déformations sensiblement subméridiennes et qui a donné naissance au dorsale Idjerane–M'zab. Cette structuration a été bien évidemment reprise par l'orogénèse Hercynien.

II.2.1/.e. Le cycle Alpin: avec notamment sa phase Atlasique, qui a donné des déformations sub-latitudales et à la suite de laquelle la dorsale Djemaa-Touggourt est née (Tableau II.1).

Dans son ensemble, le bassin de l'Oued M'ya est le résultat de mouvements compressifs NW-SE et N-S du Mésozoïque et du Cénozoïque ainsi que de la réactivation à partir du Sénonien d'anciens accidents tectoniques hercyniens. Cette dépression a constitué plus tard un milieu favorable pour le dépôt des formations néogènes et quaternaires du bas Sahara (Aliev, 1972).

La phase hercynienne a structuré les formations du Paléozoïque (Dévonien à Permien) et même les plus anciennes (Cambro-ordoviciennes) en selle (mole) et dépression (mouvements distensifs et compressifs), suivi de mouvements post-triasiques (Tableau II-1). Un évènement capital intervient à la fin du Trias, la région septentrionale, occupée jusque-là par la fosse de Berbérie, voit se former les chaînes atlasiques par surrection de sédiments subissant des poussées venant du Nord (Monts des Ouled Nail, Massif des Aurès et Monts des Nememcha).

La conséquence de l'orogenèse atlasique sur le socle Saharien est à l'origine de l'apparition de déformations à grand rayon de courbure. Les calcaires crétacés du M'Zab sont transformés en antiforme, ceux du Tademaït en cuvette (syncliforme). Au Sud, l'axe Amguid-El Biod s'effondre pour faire place à un axe synclinal méridien qui se poursuit jusqu'aux Aurès. Des axes secondaires apparaissent, citons la rideanticlinale NO-SE de Messad-Touggourt et la ride Sud parallèle passant au Nord de Guerrara. Elle se prolonge vers l'Est par la ride Hassi Messaoud-frontière tunisienne. La ride anticlinale, EO, de Tozeur prolongée vers l'Ouest par plusieurs branches ; la ride de Sidi Rached et celle de Sidi Khelil dans l'Oued Righ. L'ondulation de Stil (petit plissement de faible étendue) au Nord-Ouest du chott Mérouane. Ainsi, le choc de lasurrection atlasique semble avoir fait naître des ondes concentriques sur la couverture sédimentaire du socle saharien autour de la fosse créée au pied des Aurès (Bel et Dermagne., 1966).

La tectonique atlasique a également d'autres conséquences, les bancs rigides de la couverture sédimentaire saharienne, celui du Turonien et celui du Sénonien et de l'Éocène, sont affectés par des diaclases nombreuses, des fractures et même des failles.

D'importantes pertes de boue ayant été constatées lors des forages, il n'est pas impossible qu'une karstification se soit développée à la faveur de ces fractures, avant leur recouvrement par les formations du Continental terminal (Busson, 1970).

La tectonique de la région d'Ouargla s'inscrit dans le cadre de la tectonique globale de la plateforme saharienne. Celle-ci a subi une structuration qui, quoique assez faible, s'est effectuée principalement au cours de deux cycles tectoniques :

- Le cycle panafricain qui a engendré des déformations sensiblement subméridiennes et qui a donné la dorsal Idjerne-M'zab. Cette structuration a été bien évidemment reprise par le cycle Hercynien ;
- Le cycle alpin, avec notamment sa phase atlasique, qui a donné des déformations sub-latitudales et à la suite de laquelle la dorsale Djamaa-Touggourt, est née.

II.2.1/f. La Néotectonique et activité sismique actuelle:

Une activité sismique enregistrée récemment dans la région (Touggourt, El-Oued Souf et Biskra). Une secousse de faible amplitudes de magnitude 3.9 à Djamaa (20km au Sud-Ouest d'El-Oued) le 07/01/2018c'est une affirmation d'une ancienne activité tectonique matérialisée dans la région par des faussés(Chott marouan, Melrihir et Sebkhat Safioune) et cuvettes (cuvette de Ouargla) contrôlée par des méga-linéaments et failles cachées orientées NE-SW et E-W. Ces failles et fractures régionales sont des anciennes failles d'âges plus anciens probablement hercyniens et Plio-Quaternaire réactivées actuellement sous des contraintes régionales orientés NNW-SSE et N-S.

Des événements sismiques peu profonds de faible et moyenne amplitude ont été enregistrés au cours des dernières années le long de cette limite, le plus important étant le tremblement de Biskra de Manitude 4.3 en 2016, associé à des failles secondaires de la faille sud Atlasique, la secousse sismique enregistrée à Touggourt en 2014, le tremblement enregistré le mois décembre 2017 à Skikda et le plus récente évènement sismique celui enregistré à M'rara (20 km au Sud-Ouest d'El-Oued) le 07/01/2018.

Les ceintures de poussée et de pliage de l'Afrique du Nord apparaissent toutefois comme une zone de déformation diffuse, sans aucune limite inter-plaque claire qui traverse la mer d'Alboran et Rif et les Monts d'Atlas Tellien (Grimison et Chen 1986); (Serpelloni et al. 2007).

La rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie dans le sens inverse des aiguilles d'une montre à partir des modèles globaux implique une convergence oblique le long de la section occidentale de l'Afrique du Nord et montre un taux croissant de 3 mm / an à 5 mm / an. (DeMets et al. 1994).

La présence de géométries structurales préexistantes telles que les zones d'accommodation, les traines, les relais de défaut et les failles en échelon formées par des processus tectoniques aura un effet sur les champs de contraintes de compression engendrés par la convergence des plaques.
Le repliement superposé, qui est disharmonique, peut en fait être une caractéristique unique des systèmes de rift inversés qui se traduisent par desceintures de montagnes intracontinentales.

PERIODE MAX D'ACTIVITE	DIRECTION DE LA CONTRAINTE	EFFET SUR LE SYSTEME DE FAILLES	EFFET SUR LA SEDIMENTATION
PANAFRICAINE	E-W	Tectonique cassante créant des failles et des fractures conjuguées NW-SE&NE-SW	Compartimentage du craton du Sahara central.
CAMBROORDOVICINNE	NW-SE	Mouvement normal le long des failles N-S.	Les variations de l'épaisseur sont contrôlées par des failles. Basculement NW de la plate-forme saharienne. Volcanisme.
TACONIQUE (Caradoc-Ashgilien)	E-W	Mouvement inverse le long des failles N-S résultant. Formation des structures N-S	Soulèvement des boucliers Reguibat et Touareg.
CALEDONIENNE (Siluro-Dévonien)	E-W	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NS	Erosion le long des zones hautes d'orientation N-S&E-W (Tihemboka, Ahara)
FRASNIEN	NW-SE	Mouvement normal le long des failles NE-SW.	Non-dépôt et érosion locale(mole d'Ahara). Volcanisme.
VISEEN (Hercynienne précoce)	*N40°*	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NS. Début de formation de la chaîne varisque.	Erosion de Tihemboka etsoulèvement de l'Ougarta.
CARBONIFERE SUP,A PERMIEN (Hercynienne principale)	N120°	Mouvement inverse oudécrochant le long des faillesNE-SW (résultant de laformation de la pangée).	Erosion sur les axes NE-SW.
RIFTING TRIAS-LIAS (dislocation de la pangée)	NW-SE	Réaction des failles NE-SW se terminant au TAGS et S4	Contrôle de la sédimentation par des failles entraînant une variation rapide d'épaisseur le long desfailles NE-SW
CRETACE INFERIEUR (Autrichienne)	E-W	Réaction des décrochements des failles N-S&NE-SW résultant du mouvement différentiel de la plaque européenne et de la plaque africaine	Erosion des sédiments du Crétacé sous l'Aptien (l'arche d'Al biod& Illizi), effet léger sur le bassin de Berkine.
EOCENE (pyrénéenne)	N-S&NW-SE	Début de chevauchement auNord résultant de laconvergence de la plaque Africaine avec la plaqueEuropéenne. Décrochement de la faille SudAtlas.	
MIOCENE	NW-SE&N-S	Episode de compression majeur dans le domaine atlasique.	Sédimentation prédominante de flyshs au Nord.
POSTVILLAFRANCHIEN	N-S	Basculement et inversion deblocs. Période finale de compression dans le domaine atlasique. Evénement majeur de collision.	Soulèvement du Hoggar. Basculement du bloc d'El Borma

Tableau II.1 : Les phases tectoniques affectant la plateforme saharienne (A. Boujemaa, 1987).

Dans cette partie consacré à la stratigraphie de la région, nous allons présenter une synthèse bibliographique des travaux de nombreux auteurs qui ont publié des travaux sur la géologie du Sahara septentrional (Conrad., 1969, Busson;1970, Fabre, 1976) (Fig. II.11 et II.13).

II.3. LA GEOLOGIE DE OUED M'YA:

Par opposition à l'Algérie du Nord considérée comme une zone instable, complexe et mobile, le Sud ; à savoir la plateforme Saharienne est stable, monotone, consolidé depuis des centaines de millions d'années. La région d'Ouargla fait partir du bassin sédimentaire Nord-Est du Sahara septentrional (Fig. II.13), dont les grands traits géologiques sont :

II.3.1/LE PALEOZOÏQUE (PRIMAIRE) :

II.3.1-a/Cambrien: Les dépôts cambriens reposent sur le socle cristallin, formé par : au sommet, la zone des alternances qui constitue la transition entre le cambrien et l'Ordovicien. Elle est formée de grés fins; plus ou moins quartzitiques et d'argilites noires ou vertes silteux micacées à nombreux galets de silts bruns pyriteux. Les tigillites sont abondantes et la sédimentation de type fluidal et le passage au faciès sous-jacent est progressif (Fig. II.15).

Le cambrien (sens strecto) qui est représenté par des grés quartzites blancs, fins à moyens à ciment siliceux abondant et à nombreux feuillets d'argilite vert très micacée, plus fréquents vers le haut. Les tigillites sont rares et la stratification de type oblique est représentée par des grès et des quartzites a passées conglomératiques (Hamel, 1988).

II.3.1-b/L'Ordovicien :

Il est entièrement détritique, constitué de haut en bas par la dalle quartzeuse de M'kratta, les argiles microconglomératique, les grés de Oued Saret, les grés d'Azel, les grés de Ouargla, les grés de Hamra, les grés d'El Atchane et enfin les grés d'El Gassi (Hamel, 1988). Les coupes les plus complètes se situent dans les dépressions de l'oued Mya et de Timimoun.

Les dépôts proximaux (fluviatiles) s'agencent autour des régions émergées et forment les falaises du Tassili interne. Les dépôts marins se rencontrent au Nord en sub-surface et dans ce qui est devenu les chaînes de l'Ougarta. Des traces de glaciation ont été décelées dans l'Ordovicien terminal.

II.3.1-c/Silurien :

Cette période est caractérisée par une sédimentation terrigène fine, argileuse en milieu marin. Cette série d'apparence homogène est représentée par des argiles noires à Graptolites et des argiles à passés gréseux et rares bancs carbonatés.

II.3.1-d/Dévonien :

Le Dévonien inférieur est essentiellement argilo-gréseux présentent des faciès très variés.

- Le Dévonien moyen et supérieur est caractérisé par des lacunes de sédimentation. Autour des affleurements du socle, s'étagent des couches gréseuses et schisteuses des Tassilis. Les mouvements hercyniens du Pérmo-Carbonifère, vont provoquer l'érosion du bouclier. Il s'installe alors une grande période continentale avec pénéplanation post-hercynienne pendant le Trias et le Jurassique et formation d'un manteau de grès, de sable et d'argile, qui va constituer le "Continental Intercalaire".

II.3.1-e/Carbonifère : Carbonifère est constitué de calcaire fossilifère au sommet et de grés à la base.

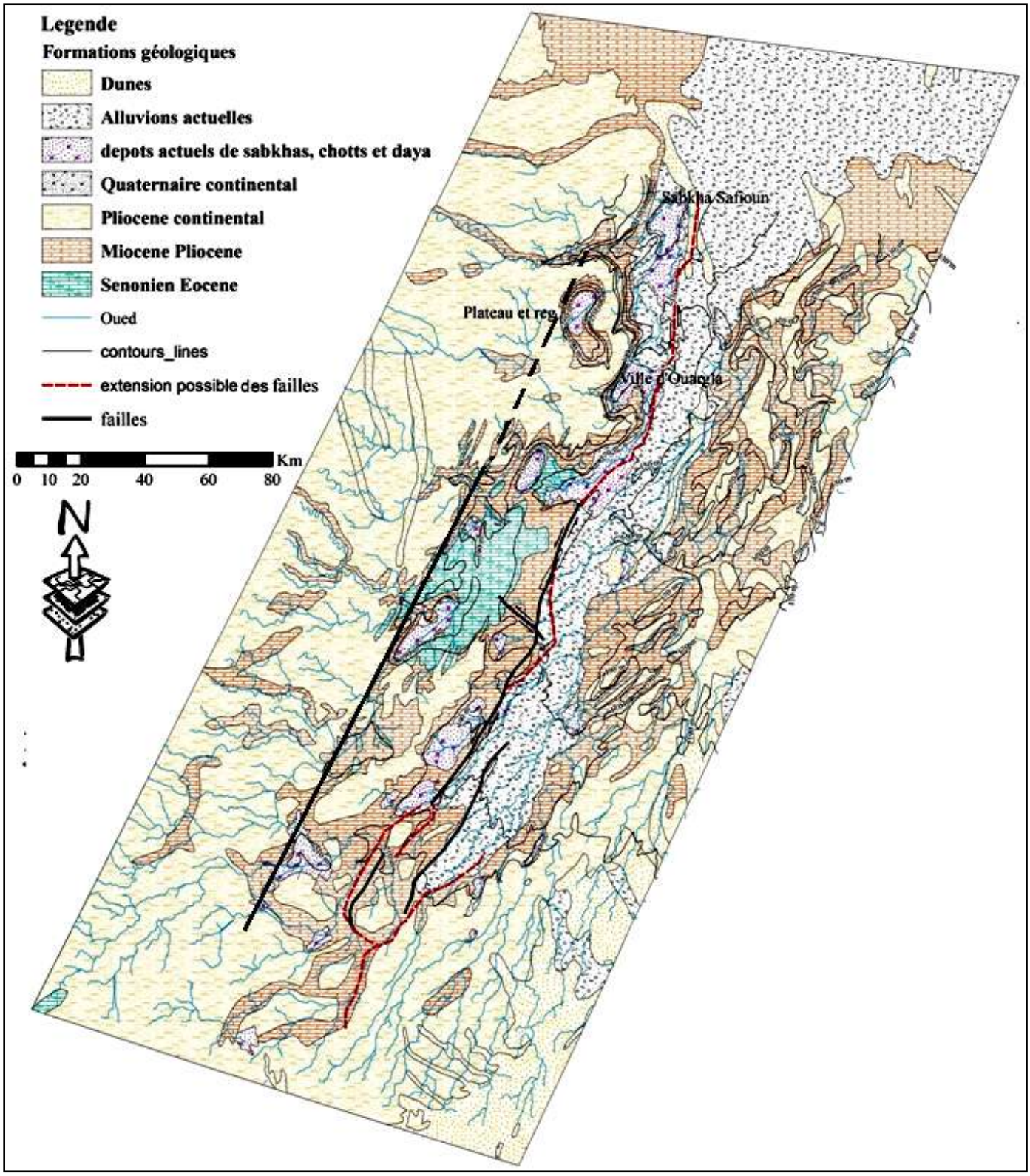


Fig. II.11: carte géologique de Oued M'ya (modifier et actualisée par nos soins).

Nb : cette carte à été réalisée sur la base de plusieurs documents (G. Busson., 1956/57, SRTM DATA, image satellite LandSat8 UTM+)

II.3.2/LE MESOZOÏQUE (SECONDAIRE) :

II.3.2-a/Le Trias :

Busson (1972), souligne la grande variabilité de faciès et d'épaisseur du Trias. Il est divisé en grandes unités lithologiques distinctes qui peuvent être : salifères, argilo-gréseuses ou carbonatées. L'épaisseur de ces différentes formations varie principalement là où s'intercalent des bancs salifères. L'épaisseur du Trias argilo-gréseux inferieur augmente vers le Nord-Ouest (150-180 m). Elle diminue dans les zones des haut-fonds (Hassi Messaoud et Rouhd El Baguel). Le Trias salifère présente son grande épaisseur à 700m au Nord-Est de Ghadamès, il atteint 1300m à Hassi Messaoud.

II.3.2-b/Le Jurassique :

Le Jurassique inferieur (Lias et Dogger) comprend principalement des couches évaporitiques constituées essentiellement de sel, d'anhydrite et d'argile surmonter des couches franchement marines et qui se présentent sous forme de calcaires et d'argiles avec des bancs d'anhydrite. Par contre, le Jurassique moyen est caractérisé par une transgression couvrant tout le bassin du Grand Erg Oriental et les dépôts y sont épais.
Le Jurassique supérieur (Malm) est caractérisé par une permanence relative du régime marin avec des sédiments de milieux confinés. Dans la partie occidentale du bassin, le régime marin accuse une certaine régression à l'image de ce qui se passe plus à l'Ouest et vers le Sud. Le passage du Jurassique supérieur au Crétacé inferieur se caractérise par des apports terrigènes ayant pour origine les reliefs nourriciers situés au Sud du bassin saharien (Hoggar), (Busson., 1972).

II.3.2-c/Le Crétacé :

L'étude des données des sondages qu'a effectué Busson (1972), a permet de préciser la succession lithologique au cours du Crétacé. Il est constitué par des couches terrigènes fluvio-deltaïques qui sont en contraste lithologique et sédimentaire avec les formations marines du Jurassique supérieur. Il comprend, en partant des formations les plus anciennes :

II.3.2-d/Néocomien :

Comprend dans le bas Sahara des argiles vertes et rouges avec de l'anhydrite en bancs massifs plus fréquents à la base. Elles sont surmontées par une alternance de dolomies et d'argiles Busson, (1972).

II.3.2-e/ Barrémien :

Selon Busson (1972), cet étage est caractérisé par un épandage généralisé des formations détritiques du Crétacé inférieur jusque au bas Sahara. Ces formations se présentent sous forme des grés fins ou grossiers et d'argiles provenant apparemment du Sud (Hoggar). Les intercalations carbonatées sont peu nombreuses et cantonnées au Nord-Est du Sahara algérien.

II.3.2-f/L'Aptien :

C'est un bon repère lithologique dans les sondages. Il est représenté dans la grande partie du bas Sahara, par 20 à 30m en moyenne, de dolomies alternant avec des lits d'anhydrite, d'argiles et de lignites (sédimentation lagunaire).

II.3.2-g/L'Albien :

Il est caractérisé par un remarquable retour de la sédimentation terrigène. Cet étage regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sus-jacent attribué au Cénomanien. On remarque que le changement de régime sédimentaire et l'arrivée en masse des sédiments détritiques s'est produite entre le Néocomien et le Barrémien et au cours de l'Albien, (Fabre, 1976).

II.3.2-h/Le Cénomanien :

Il est formé par une alternance de bancs de dolomies, de calcaires dolomitiques, d'argiles et d'évaporites (anhydrite ou sel), son faciès varie, au Sud de Ouargla, les argiles et les évaporites dominent; au Nord, au contraire, les bancs de calcaire et de dolomies sont majoritaires; de plus, l'épaisseur augmente du Sud vers le Nord (de 50m dans le Tademaït à 350m dans le bas Sahara).

La présence de nombreux banc d'évaporites et d'argiles rendent le Cénomanien imperméable (Bel et Cuche, 1969). Selon Busson, 1972, le Cénomanien inférieur à moyen est argileux dans le Tinhert et le bas Sahara ; le Cénomanien supérieur y est calcaire.

II.3.2-i/Le Turonien :

Il se présente sous trois faciès différents, du Sud au Nord :

Au Sud du parallèle d'El Goléa, il est calcaro-marneux, Entre El Goléa et Djamaâ, il est essentiellement calcaire, Au Nord de Djamaâ, il est à nouveau calcaro-marneux. Son épaisseur moyenne varie entre 50 à 100m. Elle augmente cependant dans la région des chotts où elle dépasse les 300m (Bel et Cuche, 1969).

II.3.2-j/Le Sénonien :

Il s'individualise en deux faciès :

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

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

II.3.3-LE CENOZOÏQUE (TERTIAIRE) :

II.3.3-a/L'Eocène :

On distingue deux ensembles différents du point de vue lithologique, à la base : L'Eocène carbonaté formé essentiellement par des dolomies et des calcaires dolomitiques avec quelques intercalations de marnes, d'argile et mêmed'anhydrite et

de sel. La puissance de cette formation varie entre 100 et 500m, l'épaisseur maximum se situant dans la zone du bas Sahara.
Au sommet l'Eocène évaporitique est formé par une alternance de calcaire, d'anhydrite et de marnes. Son épaisseur atteint une centaine de mètres sous les Chotts, (Bel et Cuche, 1969). L'Eocène constitue le dernier épisode marin du Sahara algérien, (Busson, 1972).

II.3.3-b/Le Mio-Pliocène

Le Tertiaire continental du Sahara peut être relativement épais (150m). Il se présente sous forme d'un faciès sableux et argileux avec du gypse. Dans le bas Sahara, la sédimentation lacustre se présente sous forme de séries sableuses et argileuses connues sous le nom du Continental Terminal (Mio-Pliocène) dont l'épaisseur peut atteindre dans la région des Chotts algéro-tunisiens quelques centaines de mètres. On y identifie, dans la région d'Oued Righ, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu (première et deuxième nappe d'Oued Righ). L'ensemble est surmonté par le Plio-Quaternaire argilo-sableux et gypseux qui résulte de la sédimentation en milieu lacustre durant la phase d'assèchement des lagunes et des chotts, (Busson, 1972).

II.3.3-c/Le Quaternaire :

A la base, il existe un niveau argilo-gréseux qui se présente comme une croûte ancienne. Le niveau le plus superficiel est constitué de sables éoliens parfois gypseux et de produit de remaniement des terrains du Mio-Pliocène (fig. I-16).
Les sondages superficiels effectués dans différentes localités de la cuvette, ont permis de rencontrer les ensembles suivants :
Sur les plateaux, le sol est constitué d'un matériau meuble exclusivement détritique, hérité de l'altération des grès à sable rouge du Mio-Pliocène, c'est le sol le plus pauvre en gypse dans la région, à 10m de profondeur, il s'agit d'un sol sableux à graviers. Sur les Chottset les terrains intermédiaires, l'horizon de surface est une croûte gypseuse épaisse, blanchâtre partiellement couverte de voiles de sable éolien gypso-siliceux.

De 10 à 20cm de profondeur, on trouve un encroûtement gypseux pulvérulent, homogène de couleur jaune rougeâtre très claire. En dessous, on trouve un encroûtement gypseux induré de 40cm d'épaisseur ; plus en profondeur un tuf présente une teneur de gypse décroissante.

- **Les Sebkhas :** sont caractérisées par une salure extrêmement élevée, des croûtes salines reposent sur des matériaux limono-sableux.
- **Les dunes** : sont formées de sable éolien d'origine gréseux provenant de la Hamada Mio-pliocène. Elles existent dans les talwegs, sur les bordures des Sebkhas et sur les versants rocheux.

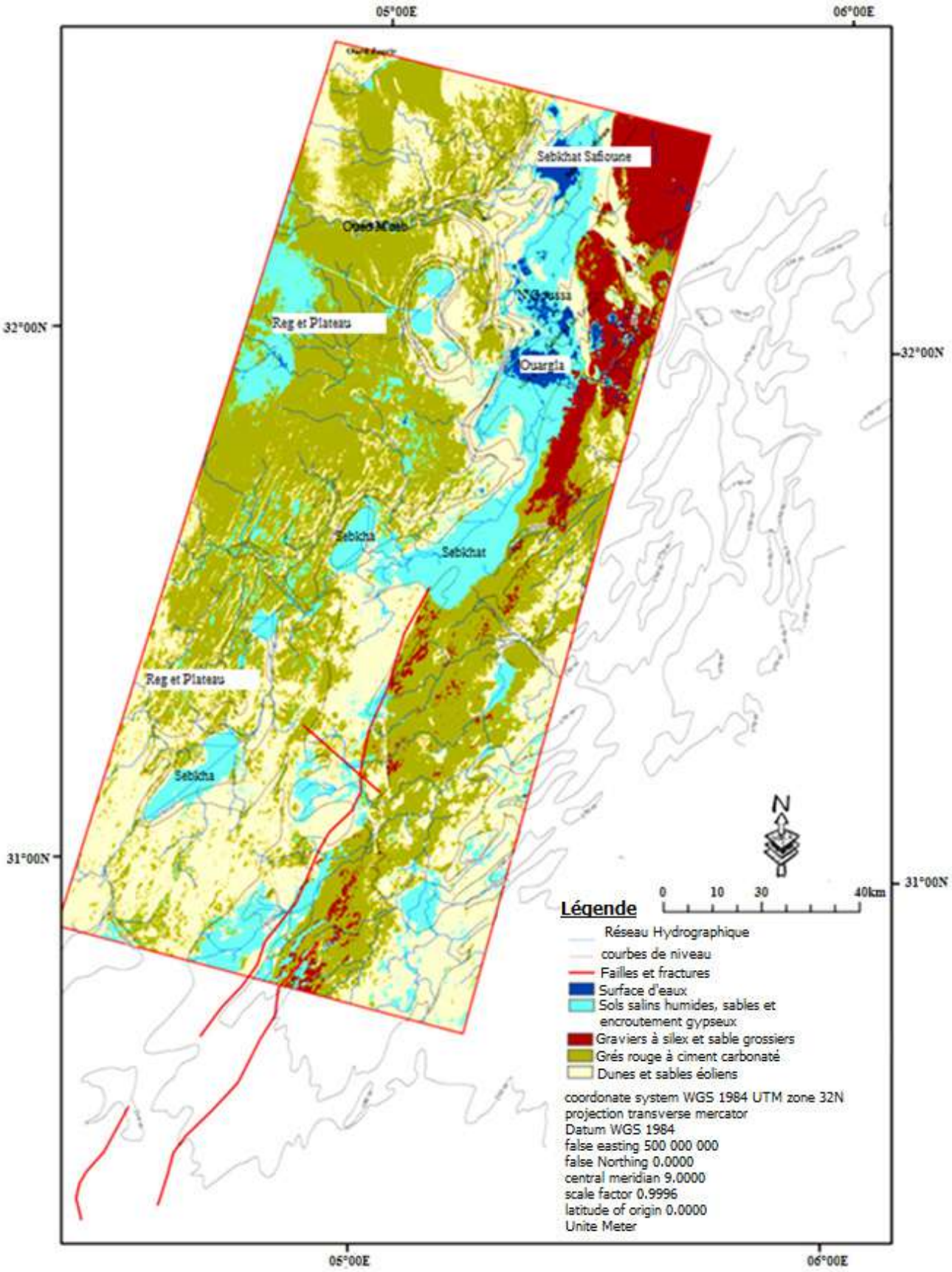


Fig. II.12: carte des sols et d'occupation de surface

ÈRE	SYST	ÉTAGES		DESCRIPTION	EPAISSEUR
Quaternaire		Holocène -Pléistocène		Encroûtement gypseux pulvérulent, croûte ancienne argilo-gréseux et Le niveau superficiel est constitué de sables éoliens	0 à 30m
CENOZOIQUE		MIO-PLIOCÈNE discordance alpine		Sable, grès et argile	30 à 60 m
MESOZOIQUE	CRÉTACÉ	SÉNONIEN	CARBONATÉ	Calcaire dolomitique et marne	0 à 700 m
			ANHYDRITIQUE	Anhydrite massive,calcaire, dolomie, argile et marne	
			SALIFÈRE	Sel massif, anhydrite et argile	
		TURONIEN		Calcaire crayeux	
		CÉNOMANIEN		Argile grise, anhydrite blanche, dolomie et marne	
		ALBIEN		Grès fins à moyen à intercalations d'argile brun-rouge et de sable grossier à la base	300 à 900 m
		APTIEN		Dolomie et marne	10 à 30 m
		BARRÉMIEN		Sable fin à très grossier Passées de dolomie Calcaire et marne	600 à 1300m
		NÉOCOMIEN		Grès fins à moyen Passées d'argile et d'anhydrite, lignite	
	JURASSIQUE	MALM		Argile silteuse à intercalations de dolomie, de calcaire et de marne	120 à 300 m
		DOGGER	ARGILEUX	Argile indurée	
			LAGUNAIRE	Anhydrite et dolomie Passées d'argile silteuse	
		LIAS	ANHYDRITIQUE	Anhydrite massive blanche, intercalations de dolomie et argile	700 à 900 m
			SALIFÈRE	Sel massif incolore à rosé avec intercalations d'argile plastique	
			HORIZON "B"	Marne, argile dolomitique	
			S1 + S2	Sel massif incolore à rosé avec intercalations d'argile plastique	
			S3	Sel massif incolore avec intercalations d'argile plastique	
			ARGILES SUPÉRIEURES	Argile plastique salifère	
	TRIAS	S4		Argile brun-rouge parfois salifère	100 à 250 m
		ARGILES INFÉRIEURES		Argile silteuse	
		T2		Grès fin argilo-silteux	
		T1		Grès argileux	
		ROCHES ÉRUPTIVES		Andésite altérée	
		SÉRIE INFERIEURE discordance hercynienne		Grès fin à moyen	
	GOTHLANDIEN			Argile noire grès fin à moyen	300 à 900 m

Fig. II.13: Colonne stratigraphique type de la région d'étude ((BKHC- 1)- Sonatrach région de Berkaoui (2016). Modifie par nos soins).

II.4- L'hydrogéologie et hydrodynamique de la nappe superficielle:

Introduction :

Au Sahara septentrional, le bassin sédimentaire constitue un vaste bassin hydrogéologique d'une superficie de 780 000 Km², avec un maximum d'épaisseur de 4000 à 5000m (Castany, 1982).

Selon LATRECH (1997), ce grand bassin comporte deux vastes aquifères profonds et superposés, relativement indépendants en Algérie, qui sont :

- Le continental intercalaire, surtout gréseux, situé à la base ; il constitue la formation la plus étendue ;
- Le complexe terminal au sommet, est plus hétérogène, il comprend de haut en bas :
  - La nappe phréatique ;
  - La nappe du Mio-Pliocène ;
  - La nappe du Sénono-Eocène ;
  - La nappe du Turonien.

Les potentialités du Sahara algérien en termes de ressource en eau, sont évaluées à 5 milliards de m^3 par l'A.N.R.H Ouargla (2000).

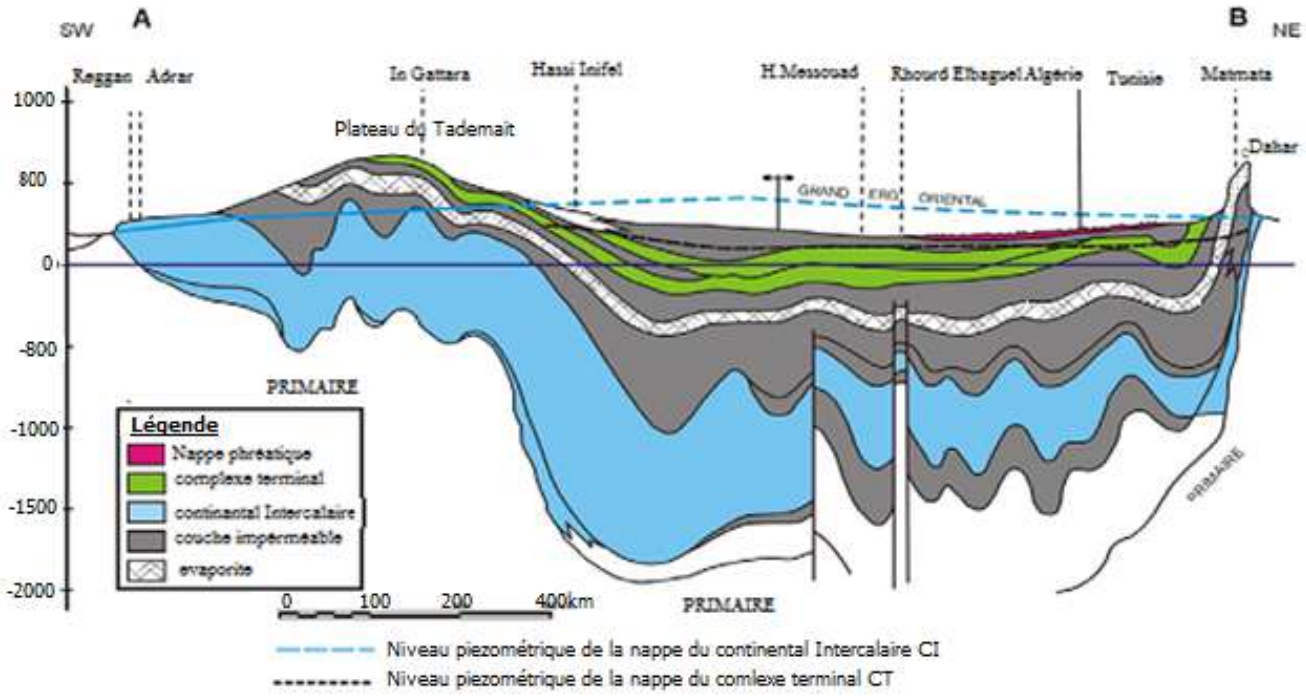


Fig. II.14 : Coupe hydrogéologique à travers le Sahara (UNESCO., 1972)

Le bassin du Sahara septentrional (fig. II.1 et II.8) est bien doté en formations aquifères favorables à la circulation souterraine des eaux. Il comprend le fameux système aquifère du Sahara septentrional (Sass), à savoir, le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal. En Algérie, ce système aquifère couvre une surface de 700 000 Km2, et est d'une épaisseur de 4000 à 5000 mètres environ (Cornet, 1964). L'anticlinal du M'Zab, véritable passerelle structurale entre l'Atlas saharien et le plateau de Tademaït, divise ce réservoir «multicouche» en deux sous bassins hydrogéologiques, l'un occidental de 280 000 Km^2, recouvert partiellement parle

Grand Erg Occidental, et l'autre oriental, le plus étendu avec 500 000 Km^2, occupé en grande partie par le Grand Erg Oriental.

Dans cette synthèse de la stratigraphie des couches du bassin saharien, on est limité aux horizons décrits à travers les sondages pétroliers et d'eau qui les ont traversés et qui sont susceptibles de faire partie des couches aquifères ou celles qui les bordent.
Les travaux de G. Busson (1963, 1967 et 1970) et J. Fabre (1976) en Sahara Algérien constituent les références de base pour une bonne compréhension de la géologie du Sahara algérien.

Toutefois, un complément d'information est à été rechercher dans les différentes cartes géologiques et les données des sondages (pétroliers et d'eau) qui ont couvert cette région. La description stratigraphique des formations influençant les nappes d'eau dans cette région est limitée en bas à la base du Trias.

II.4.1/ Les formations aquifères du Sahara septentrional

4.1. a/Le Trias: Selon Busson (1970) cet étage présente une grande variation lithologique et d'épaisseurs. Le Trias est divisé en cinq grandes unités lithologiques distinctes qui sont de bas en haut :

- le Trias argilo-gréseux inférieur (Grès de Nezla),
- le Trias carbonaté,
- le Trias argilo-gréseux supérieur (Grès de Tartrat),
- le Trias argileux,
- le Trias salifère.

L'épaisseur de ces différentes formations est très variable, principalement là où s'intercalent des bancs salifères éruptifs (Rhourde El Baguel). L'épaisseur du Trias argilo-gréseux inférieur augmente vers le Nord-Ouest (150-180 m). Elle diminue dans les zones de hauts fonds (Hassi Messaoud, G. El Baguel). Le Trias salifère présente une grande épaisseur au Nord-Est de Ghadamès. Le Trias ne joue pas un rôle important dans les cycles hydrogéologiques du bassin saharien algérien.

4.1. b/ Le Jurassique inférieur et moyen: dans le bassin d'Illizi le Jurassique (Lias-Dogger) comprend essentiellement des couches lagunaires constituées de sel, d'anhydrite et d'argiles qui deviennent par la suite, marines et se présentent sous forme de calcaires et argiles avec des bancs d'anhydrite. La transgression jurassique couvre tous le bassin du Grand Erg oriental et les séries jurassiques y sont épaisses.
Le Jurassique est caractérisé par une permanence relative du régime marin avec des sédiments de milieu confiné. Dans la partie occidentale du bassin, le régime marin accuse une certaine régression à l'image de ce qui se passe plus à l'ouest et vers le Sud (Fig. II.17).
Le passage du Jurassique vers le Crétacé inférieur se caractérise par des apports terrigènes dont l'origine est constituée par les reliefs nourriciers situés au Sud du bassin saharien (Hoggar).

4.1. c/Le Crétacé inférieur est constitué par des couches terrigènes continentales azoïques qui sont en contraste lithologique et sédimentaire avec les formations marines du Jurassique supérieur (G, Busson., 1970). Le Crétacé inférieur comprend, de bas en haut:

- ***Le Néocomien***, comprenant, dans le Bas-Sahara, des argiles vertes et rouges avec des anhydrites en bans massifs qui se déposent à la base. Ils sont surmontés par une alternance de dolomies et d'argiles. Dans la région de Hassi R'mel, se sont surtout des argiles et des sables avec quelques couches de

lignites, de silex et de rares bancs carbonatés. Cette évolution latérale de faciès s'accentue vers l'Est dans le Mzab, le Nord-Est du Grand Erg Occidental ainsi que vers le Centre et le Sud du bassin où l'équivalent du Néocomien se confond dans un ensemble argilo-gréseux de transition entre le Jurassique et le Crétacé inférieur.

- ***Le Barrémien:*** est la période qui comprendre un épandage généralisé des formations détritiques du Crétacé inférieur jusqu'à dans le Bas-Sahara. Ces formations se présentent sous forme de grès fins ou grossiers et d'argiles provenant apparemment du Sud (le Hoggar).

Dans la région de Touggourt, les sondages ont traversé des grès arkosiques, les bancs carbonatés sont peu nombreux et se limitées au Nord-Est du Sahara algérien, dans la région de daïa et le Nord du Mzab.

En général, le Barrémien correspond à une sédimentation en milieu continental fluviatile, lacustre, sur la plus grande partie du Bas-Sahara. Vers le Nord-Est, cette sédimentation est mixte, deltaïque, avec quelques influences marines. L'épaisseur des sédiments varie notablement d'un point à l'autre. Elle est forte dans les zones subsidentes du Bas-Sahara (Laghoua: 800- 1100m), faible sur les môles (El Abiod, Gassi Touil, Rh. El Baguel : 100-300m) et les zones de bordure orientale et sud-ouest (Fig. II.17).

- ***L'Aptien***: représente un bon repère stratigraphique dans les sondages. Il est représenté dans la grande partie du Bas-Sahara, par 20 à 30m en moyenne, de dolomies alternant avec des lits d'anhydrite, d'argiles et de lignite (sédimentation lagunaire).

Cette barre dolomitique passe latéralement vers le Sud à des argiles rouges et sableuses et vers le nord à des argiles grises, vertes et beiges. Les formations gréseuses de l'Aptien se localisent sur les bordures du bassin.

- ***L'Albien:*** est caractérisé par un retour massif de la sédimentation terrigène. Cet étage regroupe la masse de sables et d'argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sous-jacent attribué au Cénomanien. L'Albien gréseux est formé de grès fins avec quelques intercalations carbonatées. Vers les bords du bassin (Tinrhert et Tademaït) les sédiments deviennent plus grossiers. Dana toute la partie Nord-Est de la plateforme saharienne, les grés sont très fins ou même sont pélitiques.

Des grés a grains moyens, des graviers ou des galets apparaissent principalement sur les marges d'ouest (M'Zab) (G. Busson & al., 1991).

4.1. d /Le Crétacé supérieur: constitué essentiellement de couches marines calcaires et dolomitiques. Principalement il est constitué par (Fig. II.17):

- **Le Cénomanien***:* cette formation est argileuse dans le Tinrhert et le Bas-Sahara. Le Cénomanien supérieur et le Turonien sont calcaires. Ces formations contiennent généralement de l'eau salée ;
- **Le Sénonien inférieur***:* à sédimentation lagunaire caractérisé par des formations argileuses et salifères à anhydrite et sel gemme ;
- **Le Sénonien carbonaté***:* constitué de calcaires et dolomies avec quelques alternances argileuses d'argile gypseuse. Cette formation se termine avec la sédimentation calcaire du Maestrichtien qui se poursuit jusque dans l'Eocène qui constitue le dernier épisode marin du Sahara algérien (J. Fabre., 1976).

4.1. e/Le Tertiaire continental: du Sahara peut être relativement épais (150m). Il se présente sous forme d'un faciès sableux et argileux avec du gypse. Dans le Bas-Sahara(Ouargla), la sédimentation lacustre se présente sous forme de séries sableuses et argileuses connues sous le nom du Continental terminal dont l'épaisseur peut atteindre, dans la région des Chotts algéro-tunisiens, quelques centaines de mètres. On y identifie, dans la région de Oued Rhir, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu.
L'ensemble est surmonté par le Plio-Quaternaire argilo-sableux et gypseux qui résulte de sédimentation en milieu lacustre durant la phase d'assèchement des lagunes des Chotts.

Dans le Sahara algérien, les couches secondaires, tertiaires et quaternaires accusent un développement d'épaisseur dans la cuvette du sous-bassin du Grand Erg Oriental et une épaisseur plus réduite ou nulle (pour le complexe terminal) dans le sous-bassin du Grand Erg Occidental. Ces formations affleurantes sur les bordures sud du bassin (Tadimaït et de Tinrhert), sont à grande profondeur à proximité de la flexure sud atlasique. Cette structure est favorable à la présence d'aquifères multicouches et souvent captifs dans les grandes cuvettes.

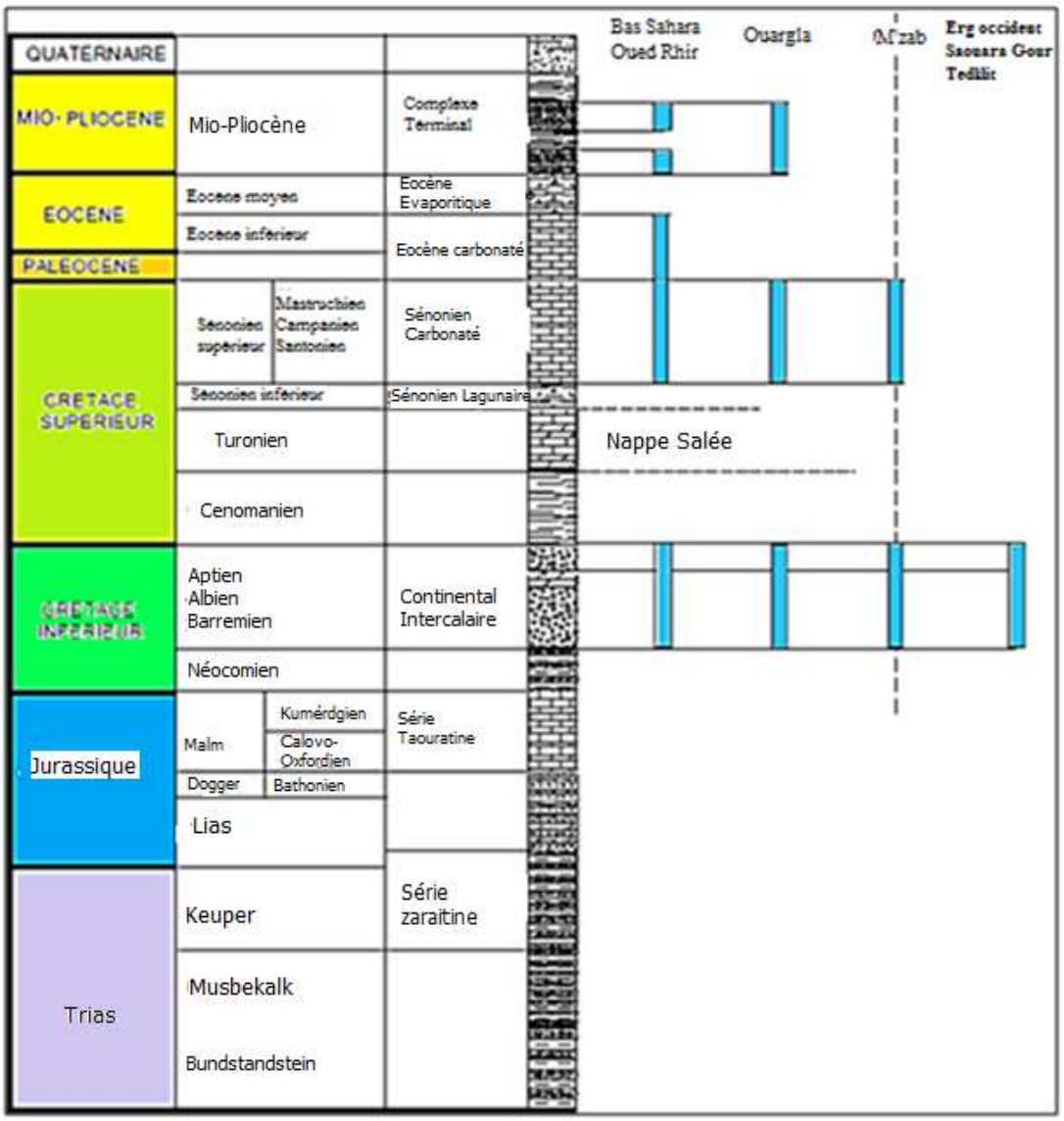


Fig. II.15 : Les formations géologiques et les aquifères du bassin saharien algérien (Oss et Sass., 2002).

II.4.2/Les formations aquifères du la cuvette de Ouargla

Dans notre secteur d'étude la lithologie et les conditions hydrodynamiques permettent de différencier quatre formations ou unités aquifères principales (Fig. II.17 et II.19).

II.4.2.1/ les formations aquifères à nappe libre, semi libre à semi captive:

II.4.2.1.a/Nappe phréatique du Quaternaire : elle est localisée dans les accumulations alluvionnaires du Quaternaire. Elle est mieux connue au niveau des palmeraies, des sebkhas et des Oueds, sa profondeur varie de 0 à 2m ; son réservoir de composition hétérogène est constitué par des matériaux détritiques (blocs, de galets, de graviers et de sables). Elle est relativement profonde dans les zones topographiques haute (colonnes gréseuses et Ergs), et moins profonde dans les zones à proximité des sebkhas et palmeraies irriguées (Tableau. II.2).

Son substratum est formé d'une épaisse formation argileuse, parfois, il apparaît sous forme de lentilles de sables en discordance avec les couches d'argiles. Elle est, surtout, alimentée par les eaux de précipitations, les infiltrations des oueds et les eaux d'irrigations. La catégorie des eaux de cette nappe est salée ou très salée, elle se classe parmi les chlorurés alcalines et sulfatées calco-magnésieuses.

II.4.2.1.b/ Nappe du Mio-pliocène : contenant plusieurs niveaux aquifères de composition hétérogène : matériaux détritiques, des graviers et des sables dans une matrice argileuse. (Tableau. II.2).

1.4.2.2/les formations aquifères captives :

1.4.2.2.a/ Nappe Sénono Eocène :

La piézométrie de nappe du complexe terminal montre un écoulement du Sud-ouest vers le Nord-Est comme reconnu à l'échelle du bassin, La carte piézométrique (Fig. VI.18, VI.19 et VI.23) dressée à l'échelle de la cuvette montre les principaux axes d'écoulement suivants :

- Un écoulement Sud-Nord, du centre-ville de Ouargla -Rouisset vers la zone de N'Goussa;
- Un écoulement SW-NE, de la ville de Ouargla vers la zone des Chotts (Oum-Eraneb).Les paramètres hydrodynamiques au niveau de la zone d'étude sont:
- une transmissivité de l'ordre de 8.10^{-3} à 9.10^{-2} m^2/s.
- un coefficient d'emmagasinement de 5.10^{-3} à 3.10^{-2} m^2/s.

1.4.2.2. c /Le Continental Intercalaire

D'après Kilian, (1931), le «Continental Intercalaire» (Fig. II.17) désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogenèse hercynienne, alors qu'au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultant de la transgression cénomanienne (Fig. II.18) (Busson, 1970 ; Fabre, 1976) (Fig. II.16).

Il occupe les formations sableuses et argilo gréseuses du Néocomien, Barrémien, Aptien, et de l'Albien (Cornet, 1964 ; Cornet et Gouscov, 1952). L'aquifère est continu du Nord au Sud, depuis l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar, et d'Ouest en Est, depuis la vallée du Guir et de la Saoura jusqu'au désert libyen. Le débit d'alimentation du Continental intercalaire provenant du piémont de l'Atlas saharien est de 7.7 m^3/s, (Ould Baba Sy, 2005 ; Ould Baba Sy, et al, 2006).

Ce débit entre dans l'intervalle des estimations recueillies dans les études antérieures qui le situent entre 4 m^3/s (Cornet, 1961) et 8.5 m^3/s (Margat, 1990).

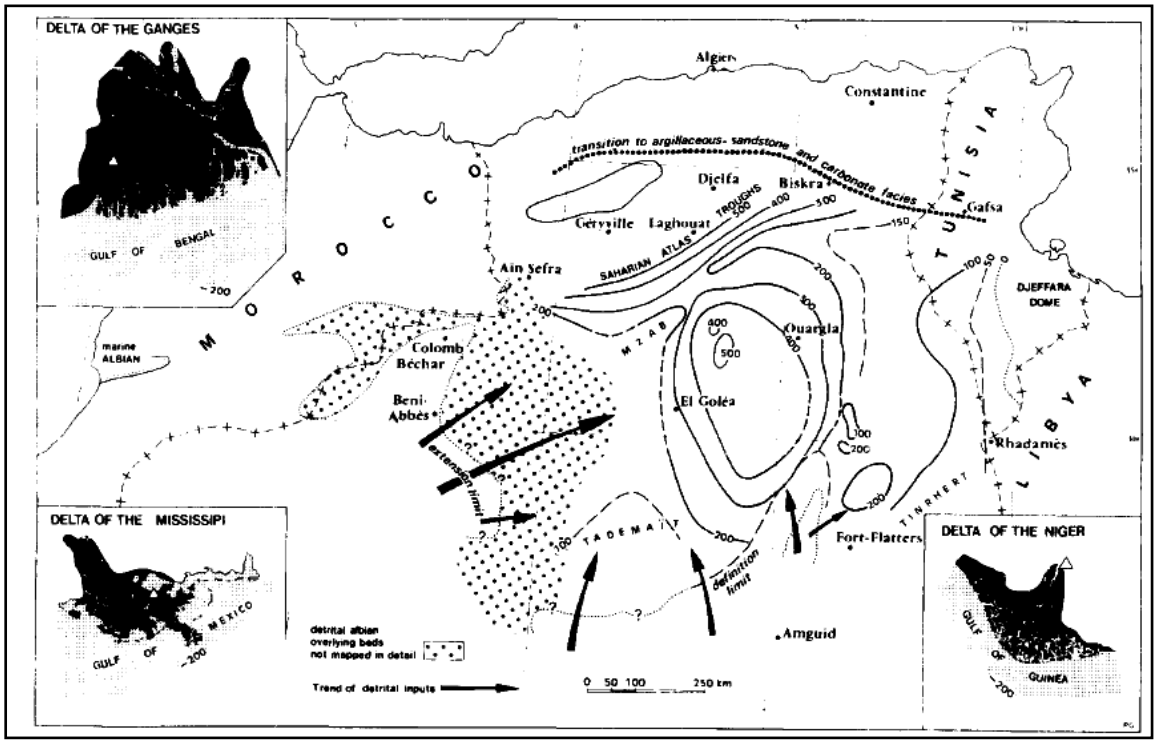


Fig. II.16: Carte de l'extension et des épaisseurs de l'Albien sablonneux (G.Busson., 1972)

La carte piézométrique de référence de continental intercalaire établie, a l'état stationnaire sur la base des études antérieures (Cornet, 1964; UNESCO, 1972; Pallas, 1978), met en évidence les zones d'alimentation suivantes (Ould Babas Sy, 2005).

Chronostratigraphie		Unités hydrogéologiques		Prof	Lithostratigraphie	Lithologie
Quaternaire			Nappe phréatique	20m		
Tertiaire		Napppe du Complexe Terminal	Nappe des sables		Mio-Pliocène	
			Impermeable	120m	Eocène évaporitique	
			Nappe des calcaires (Sénono-Eocène)		Eocène carbonaté	
Secondaire	Crétacé			520m	Sénonien carbonaté	
			Impermeable	700m	Sénonien lagunaire	
			Nappe du turonien		Turonien	
			Impermeable		Cénomanien Vraconien	
		Nappe du Continental Intercalaire	Nappe de l'Albien	1100m	Albien Aptien Barrémien	
				2000m		

Tableau. II.2 : Récapitulatif des différentes nappes aquifères de la basse Vallée de l'Oued M'ya (NEZLI., I.E et al. 2007)

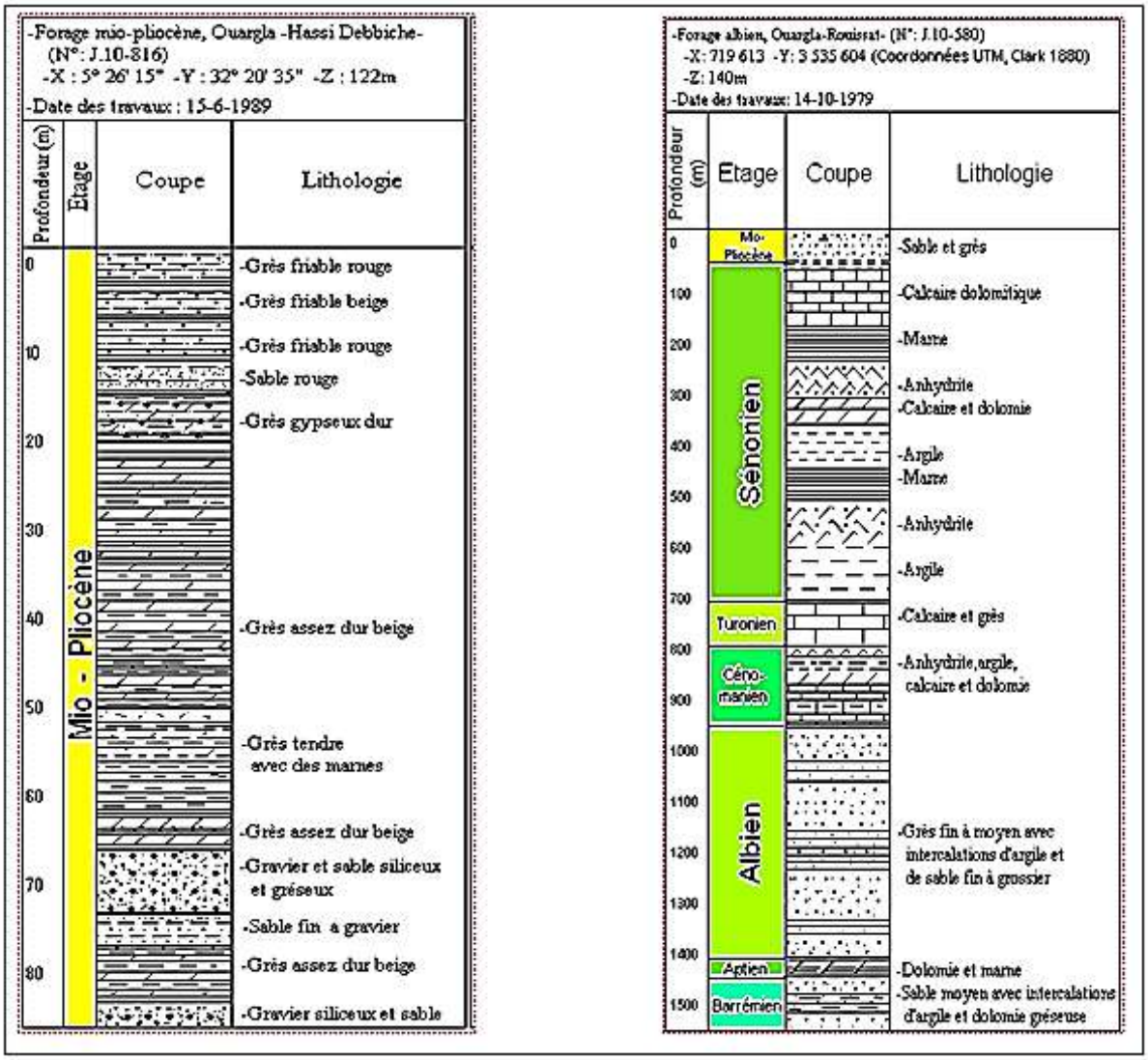


Fig. II.17 : Colonnes stratigraphique des sondages J.10-580 et J.10-816 (LATRECH, D. 1997. Modifie).

II.4.3/Alimentation et rechargement du CI :

Plusieurs hypothèses ont été émises concernant la recharge des aquifères sahariens, notamment celui du continental Intercalaire qui a été longtemps considéré comme étant une nappe fossile d'où la notion de Paléo-recharge. La plupart des études ERESS(1972), Guendouz(1985), Guendouz et al. (1997), OSS (2003); Babasy, (2005) confirment que la partie la plus importante des réserves du Continental Intercalaire a été emmagasinée durant les périodes pluvieuses notamment à la fin du Pléistocène. Il s'agit donc de recharge paléo-climatique.

Cependant, il est de plus en plus admis, qu'en plus de ces réserves générées pendant les derniers humides, il existe des apports continus à partir des limites du bassin. Les cartes piézométriques font ressortir les zones d'alimentation et les zones de vidange, alors que les résultats des analyses Isotopiques traduisent la répartition spatiale des âges des eaux.

La carte piézométrique établie par ERESS 1972 montre que cette partie orientale de l'aquifère peut être alimentée par :

-le piémont Sud atlasique du NW.

-le plateau de Tinhert.

- le Dahar en Tunisie

Les eaux en provenance du Nord-Ouest se divisent sur l'axe de la dorsale du M'Zab approximativement suivant deux directions, une partie s'écoule vers le Sud et le Sud-Ouest(Gourara, Touât et Tidikelt), et l'autre partie s'écoule suivant une direction Ouest-Est vers le golf de Gabes qui constitue son exutoire naturel. Les eaux en provenance du plateau du Tinhert s'écoulent vers le Nord-est sous l'Erg Oriental en direction de l'exutoire de Tunisie. Dans l'ensemble ; ces formations sont faiblement alimentées : environ 1 milliard m3/an au total (OSS, 2003; BESBES et al, 2003) essentiellement aux piémonts de l'Atlas Saharien en Algérie.

Conclusion :

La région d'Ouargla, par sa position géographique centrale et de sa proximité aux bassins pétroliers et gaziers, s'installe progressivement comme le centre administratif, technique et industriel du territoire saharien (Fig.I.1).
Située entre les coordonnées géographiques suivantes : 5°15' et 5°25' Est; 31°55' et 32°00' Nord (Fig.I.1) (Brigol- Rouvillois, 1975; ANAT, 1995).

Notre zone d'étude se située dans la plateforme saharienne (Sahara septentrional). c'est une cuvette creusée dans un dépôt détritique d'âge tertiaires (Mio-Pliocène) et comblait de dépôts aquatique et éolien d'âge quaternaires, dans lequel, les sables et les carbonates dominent avec alternance des argiles, des calcaires et du gypse.Cette région comprend une série stratigraphique qui s'étende du cambrien quartzitique au Quaternaire, renfermant ainsi plusieurs aquifères dont les plus importants sont le Plio-Quaternaire (nappe de surface), le complexe terminal et le continental intercalaire ils sont constitué par des dépôts très variés correspondant aux alluvions, limons, graviers, croûte avec de calcaire et calcaire lacustres.

Les précipitations atmosphériques à Ouargla sont très faibles. Elles sont de l'ordrede 64,94 mm/an. La température maximale dépasse souvent les 40°C pendant juillet et d'août (max43°C), traduisant ainsi une forte évaporation (2854,46 mm/an).
La correspondance entre ces hautes températures et faibles précipitations acquièrent un climat saharien hyper aride à la zone d'étude.

ALAIN PIQUES., (1998).Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et Géochimiques.1998

ALAIN PIQUES., 1998). Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et Géochimiques.1998.

ALIEV, M., 1972 : Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz au Sahara algérien. (Tome 1)SONATRACH -ALGER, 275p.

G. AUMASSIP., 1987, Le Néolithique en Algérie, L'Anthropologie, t. 91, n° 2.

G. AUMASSIP., DAGORNE, A., ESTORGES, P., LEFEVRE-WITIER, PH., MAHROUR, M., MARMIER, F., NESSON, C., ROUVILLOIS-BRIGOL, M., & TRECOLLE, G. 1972. Aperçu sur l'évolution dupaysage Quaternaire et le peuplement de la région d'Ouargla.Lybica, Tome xx, 206-256.

AUMASSIP., G., FERHAT., N. 2002. Le quaternaire dans le sahara algerien. Mém. Serv.Géol.Alg.n°11 pp.195-206, 2002.

BAHROUNI N, SOUMAYAA, BENAYED N, BOUAZIZ S,ATTAFI KAND REBAI N (2013) Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: J Seismol DOI 10.1007/s10950-013-9395-y Received: 6 February 2013 / Accepted: 28 August 2013.

BALLAIS J.L. (2010) - Des oueds mythiques aux rivières artificielles : l'hydrographie du bas-sahara algérien – Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement, 2010, volume IV., p. 118.

BEL F. & DERMAGNE F., (1966) : Etude géologique du Continental Terminal, ANRH Alger, Algérie, 22p.

BELLAOUER. A (2008). Etude hydrogéologique des eaux souterraines de la région de Ouargla Soumise à la remontée des eaux de la nappe phréatique et Perspectives de solutions palliatives. Mémoire Magister, Univ. Batna.

BG. (2004). Etude d'assainissement des eaux résiduaires, pluviales et d'irrigation. Mesures complémentaires de lutte contre la remontée de la nappe phréatique. Rapport de la mission II A .Essai de pompage. Bonard &Gardel, Lausanne, 110p.

BOOTE, D. R. D., CLARK-LOWES, D. D., TRAUT, M. W. 1998.Palaeozoic petroleum systems of North Africa.In: MACGREGOR, D. S., MOODY, R. T. J. & CLARK-LOWES, D. D. (eds) 1998. Petroleum Geology of North Africa.Geo-logical Society, London, Special Publication No. 132, 7-68.

BUSSON. G. (1956-1967). Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : L'Extrême Sud-tunisien. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides », Géol., 8, 194 p. Ed. C.N.R.S.

BUSSON. G. (1970) : Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides »,

BUSSON. G. (1971). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du

CABY. R.. BERTRAND, J.M. AND BLACK, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar- Iforas segment, Central Sahara. In: A. Krijner (Editor), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, Amsterdam, pp. 407-434.

CAPOT-REY R., (1952). Les limites du Sahara français. Ed: Inst. Rech. Sah., Alger.Tome VIII. pp. 23-47.

Carte géologique de l'Afrique., 35eme congrès géologique international Cape Town, south Africa 2016 .

CASTANY. G. (1982). Hydrogéologie, principes & méthodes. , Paris, éd. Dunod, 237p.

CHEHMA A. (2002): Etude floristique et nutritive des parcours camelins du sahara septentrional algérien cas des régions d'Ouargla et Ghardaia. Thèse doctorat ; Uni. de Annaba, 04-23p

CONRAD., 1969 : l'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien Paris: CNRS Sér. Géol., 10 1969.527 P.

CORNET, A. (1964). Introduction à l'hydrogéologie saharienne. Géog. Phys. et Géol.Dyn., vol. VI, fasc1,5- 72.

CORNET. A., et GOUSCOV.N. (1952). Les eaux du Crétacé inférieur continental dans le Sahara algérien (nappe dite « albien »). In « La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie » XIXème congrès géologique international T.II, 30p.

DEMETS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS AND S. STEIN (1994)., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys.Res. Lett., 21, 2191-2194.

M .DERRUAU., (1967) : Précis de géomorphologie. Ed : Masson, Paris. 415 pages.

Dlala, M., Hfaiedh, M., (1993). Le séisme du 7 Novembre 1989 a Métlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. Comptes Rendues Académie des Sciences 317 (série II), 1297e1302.

DUBIEF .J, 1953 : Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Edition service des études scientifiques, S.E.S., Alger, 457p.

DUBIEF. J. (1963). Le climat du Sahara. Mém. Hors série. Ins. Rech. Sahar., 2, 275p.

EDMUNDS W.M. et al., (2002) Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. Applied Geochemistry, elsevier (2003).

EDMUNDS WM, Shand P, GUENDOUZ A, MOULLA AS, MAMOU A,ZOUARI K (1997) Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental

basin, final report. EC(Avicenne) contract CT93AVI0015, BGS Tech Rep WD/97/46R Hydrogeol Ser

EDMUNDS. WM., Guendouz .AH, Mamou A, Moulla AS, Shand P, Zouari K (2003). Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. Applied Geochemistry 18(6), pp 805–822.

ESTIENNE P. et GODARD A.,(1970) : Climatologie. Ed : Armand colin. Paris.

FABRE. J, 1976 : Introduction a la géologie du Sahara Algérien. S.N.E.D, ALGER.

G. AUMASSIP., (2002) Algérie des premiers hommes (Livre) Ibis Press 230 p,

G. BUSSON & al., 1991. The Sahara from the Middle Jurassic to the Middle Cretaceous: Data on environments and climates based on outcrops in the Algerian Sahara. Géol., 11, 811p. Ed. C.N.R.S.

GOUSCOV. N. (1952). Le problème hydrogéologique du bassin artésien de l'Oued Rhir. In « La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie ». XIXème congrès géologique international T.II, 16p.

GRIMISON, N.L., AND W. CHEN (1986). The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depth of earthquakes and their tectonic implications, J. Geophys. Res., 91, 2029-2047.

GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale : relations structurales et paléo-géographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. Thèse 3e cycle, Institut Polytechnique Méditerranéen de Nice.

GUIRAUD R. (1973) - Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie : d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse 3e cycle, Université de Nice.

HAMDI- AISSA. B, GIRARD. M-C, 2000 : Utilisation de la télédétection en régions sahariennes pour l'analyse et l'extrapolation spatiale des pédopaysages. Science et changements planétaires \Sécheresse .Vol 11, N°3.

HAMDI-AISSA, B. 2001. Le fonctionnement actuel et passé des sols du Nord Sahara (cuvette d'Ouargla). Approche micromorphologique, géochimique et minéralogique et organisation spatiale. Ph .D dissertation, Institut National Agronomique, Paris Grignon, 307p.

HAMEL, A., 1988. Etude géologique des grés Triasiques du gisement pétrolier de Hassi R'mel (Algerie) caractérisation, extension et milieu de dépôt. L'U.F.R.des sciences et techniques de l'université de FRANCHE-ECOMTE.france. 243p.

J. FLANDRIN., (1957) Le pétrole et l'eau dans le Sahara septentrional algérien Géocarrefour 32-4 pp. 293-306

KACEM., J. (2004) étude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est de la Tunisie: Apport de la sismique réflexion dans l'identification des sources sismogéniques. Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar, Tunisie.

KERDJIDJ M.K., TRICHET J. et BENRABAH B., (1995) Étude de la fraction argileuse du Trias de la dépression d'Oued Mya (Sahara, algérien). Volume 6, n° 1, (1995) - 142 p., 56 fig., 3 pl. photos, 13 tabl.

KERDJIDJ M.K., TRICHET J. et BENRABAH B., (1995) Les variations paléogéo-thermiques dans la dorsale d'Amguid - El - Biod - Hassi Messaoud (Régions de Gassi Touil et de Rhourde-Nouss, Sahara central, Algérie). Volume 6, n° 2, (1995) - 237 p., 45 fig., 10 tabl., 2 pl. photos.

KILIAN. C. (1931).Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc. Géol. Fr. Paris.

LASAAD MEJRI., (2012) Tectonique quaternaire, paléosismicité et sources sismogéniques en Tunisie Nord-Ourientale: étude de la faille d'Utique. Thèse de doctorat en Sciences de la terre et des planètes solides., 2012. Toulouse 3 en cotutelle avec l'Université de Tunis El Manar.

LATRECH, D. 1997. Eaux et sols d'Algérie. Ed.: A.N.R.H., Alger, 60p.

LE HOUEROU .H. N. (1969). La végétation de la Tunisie steppique (avec références aux végétations analogues d'Algérie de Libye et du Maroc). 624 p., bibl. 225, 40 phot. 39 fig., 1carte cod. H. T. 1 /500 000 (128 000 km2), XXI, tab. H. T., Ann. Inst. Nat.

MARGAT, J., (1990) Les gisements d'eau souterraine. La Recherche, 221, 590-596.
Meddi, M., & Meddi, H. 1998. Etudes des pluies annuelles et journalières dans le Sahara algérien. Sécheresse, 9, 193-200.

MEGARTSI M. (1972) - Etude des structures circulaires du Nord-Est d'Illizi (ex Fort Polignac) : Sahara nord-occidental. Thèse 3e cycle, Faculté des sciences d'Alger.

MEGHRAOUI, M., PONDRELLI, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. Ann Geophys 55:5. doi:10.4401/ag-4970. Mésozoïque saharien. Edit., Paris, 464p.

MOHAMEDOU, OULD BABA SY., (2005) Recharge et paléo-recharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse de doctorat. Université -El Manar -Tunis. 277.p.

MONOD, T. 1992. Du désert. Sécheresse, 3(1), 7-24.

MONOD., T. 1973. Les déserts. Ed.: Horizons de France, Paris, 247 p.
NEZLI., I.E, ACHOUR., S, DJABRI.,L. 2007. Approche géochimique des processus d'acquisition de la salinité des eaux de la nappe phréatique de la basse vallée de l'oued M'ya (Ouargla). Larhyss /Journal n°06, Décembre 2007.

NEZLI, I.E. 2009. Approche hydrogéochimique à l'étude des aquifères de la basse vallée de l'oued M'ya (Ouargla). Thèse de Doctorat, Université de Biskra, 144p.

NOCQUET, J.M., AND E. CALAIS (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, Pure Appl. Geophys., 161, 661-681; doi 10.1007/ s00024-003-2468-z.

O.N.M., (2005) : Bulletins climatologiques de la station d'Ouargla. Service archives. Ouargla, Algérie.

OSS et SASS-2002., UNE CONSCIENCE DE BASSIN-VOLUME-2 HYDROGEOLOGIE OULD BABA S, M., BESBES. M. (2006). Holocene recharge and present recharge of the saharan aquifers.A study by numerical modeling, Colloque international Gestion des grands aquifères - 30 mai-1er juin 2006, Dijon, France.

OUTTANI F.. ADDOUM B., MERCIER E , FRIZON DE LAMOTTE D. ET ANDRIEUX J. 1995. Geometry and kinematics of the South Atlas front, Algeria and Tunisia, Tectonophysics, 249,233-248

OUTTANI F.. ADDOUM B., MERCIER E , FRIZON DE LAMOTTE D. ET ANDRIEUX J. (1995). Geometry and kinematics of the South Atlas front, Algeria and Tunisia, Tectonophysics, 249,233-248.

OZENDA P., 1991. Flore de Sahara. Mise à jour et augmentée. 3ème ed. Dunod. CNRS. Paris. 262 p.

PAUL, OZENDA., 1991. Les relations biogéographiques des montagnes sahariennes avec la région méditerranéenne. Revue de Géographie Alpine Année 1991 79-1 pp. 43-53.

R, BLACK., & J.-P. LIEGEOIS., (1994) Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. Journal of the Geological Society, London, Vol. 150, 1993, pp. 89-98, 8 figs. Printed in Northern Ireland Cratons, Rech., Agron., 42, 5, Tunis.

ROGNON, PIERRE (1989) Biographie d'un désert. Paris, Plon (Coll. « Synthèse »), 347 p.

ROUGIER, SYLVAIN., (2012) Relations lithosphère-asthénosphère et mouvements verticaux : le cas du massif du Hoggar.Thèse de doctorat université paris-sud école doctorale : mipege 534 UMR 8148 IDES discipline Géologie/Sciences de la Terre

ROUVILLOIS-BRIGOL. M. (1975). Le Pays d'Ouargla. Publications du épartement de Géographie de Paris – Sorbonne., Paris, 382p.

SERPELLONI, E., G. VANNUCCI, S. PONDRELLI, A. ARGNANI, G. CASULA, M. ANZIDEI, P. BALDI AND P. GASPERINI (2007). Kinematics of the western Africa Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, Geophys. J. Int., 169 (3), 1180-1200; doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

SONATRACH-CRD., Géologie de l'Algérie. Centre de Recherche et éveloppement et Division Petroleum Engineering et Développement, 93p.

TAKHERIST D., (1990). Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins Nord Sahariens (Algérie) : apport de la gravimétrie et des données de puits. Thèse 3ème cycle, Université de Montpellier.

TAPPONNIER, P., (1977). Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique, Bull. Soc. Géol. Fr., 19, 437-460.

THIERRIOT, C. & MATARI, A., (1998). Peut-on parler de sécheresse au Sahara., Ed.:C.R.S.T.R.A.

UNESCO., (1972) Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional, Rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE III: RECONSTITUTION DE LA GEOLOGIE DES FORMATIONS AQUIFERES SUPERFICIELLES.

INTRODUCTION :

Le but de ce chapitre est d'expliquer la géologie détaillée des niveaux aquifères superficiels présents dans la zone d'étude, de vérifier leur continuité et de repérer d'éventuelles relations géométriques entre ces formations géologiques et d'autres niveaux plus profonds.

Afin de mettre en évidence les relations entre les affleurements géologiques surface et de sub-surface et les formations de la nappe phréatique dans cette région, ainsi que de spécifier la géométrie du bassin, il est nécessaire de faire appel aux connaissances géologiques sur la région en utilisant les différentes méthodes de prospections (géophysiques; géochimiques et cartographiques) et une discussion de ces résultats, éventuellement seront proposées. Le mur des formations aquifère (aquifère libre) est également cartographié afin de repérer les discontinuités de la couverture causées par des failles affectant le substratum, qui ont été déjà par des études antérieures (G. Busson, 1957, Aumassip, 1972, Guendouz, 1985, Gibert, E., (1990)).

III-1/CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS DE SURFACE ET FRACTURATIONS PAR TELEDETECTION

III-1-1/carte des formations de surface

III-1-1-1/MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS

III-1-1-1.a/Présentation de la zone d'étude

Selon leurs caractéristiques géomorphologiques, lithologiques et minéralogiques le site d'étude peut être subdivisé en cinq unités principales :

- Le plateau calcaire et reg (plateau pliocène) ;
- Les sables éoliens (dunes et voiles sableuses) ;
- Les collines gréseuses (les affleurements des grés rouges de Mio-Pliocène) ;
- La sebkha et les sols salins (sebkha Safioune et ses environs) ;
- Les anciennes terrasses alluviales.

III-1-1-1.b /Choix de la méthode d'investigation

La mission de terrain a été effectuée suivant les résultats de la classification non supervisée et le rendu cartographique attendu. Ainsi nous avons opté pour la méthode des transects (une ligne virtuelle ou physique que l'on met en place pour étudier un phénomène).La méthode consiste à établir un itinéraire linéaire en passant par le maximum d'unités de surface (formations de surface). La matérialisation du transect se fait premièrement sur l'image par un profile spectral passant presque par touts les classes radiométriques identifies sur image en composant (RVB-b6.b4.b1), ensuite sur le terrain, à l'aide d'un GPS nous marquons les coordonnées corresponds au profile sur l'image (Fig.III.1).

Le choix de transect est guidé par le souci de visiter les endroits des pics a forte refléctance sur le profile spectral et explorer le maximum d'unités pour discerner les variabilités spatiales. Le long de la trajectoire sont marqué des stations d'observation et d'échantillonnage. Si le nombre de stations semble numériquement faible (09 à 10

stations), il s'avère cependant représentatif du fait de leur répartition sur toutes les unités.

Les investigations dans leur ensemble permettent une bonne connaissance de formations de surface grâce aux données acquises sur le terrain. Ces données constituent l'information réelle du terrain et seront comparées aux documents d'interprétation dans le but de tenter une identification aussi précise que possible des éléments du formation de surface sur image classifier.

La troisième étape de notre démarche est consacrée aux traitements des données satellitaires pour les confrontées à la réalité de terrain et enfin la réalisation de la carte des formations de surface.

III-1-1-1.c/visites de terrain :

Nous avons précédemment souligné les avantages de la télédétection dans l'exploration des ressources naturelles mais aussi ses limites qui induisent la nécessité d'une vérification sur terrain (Fig.III.1).

A cet effet, PARNOT (1988) remarque que la télédétection est une technique et ne peut prétendre fournir à elle seule l'ensemble des informations nécessaires à la confection des cartes ; l'observation à distance de la terre présente des avantages appréciables mais ne supprime pas la nécessité d'observer, de mesurer et de consulter les données déjà disponibles.

Deux missions ont été réalisées sur le terrain de la zone d'étude. Celles-ci ont été respectivement effectuées en Avril 2011 et janvier 2012, ont permis d'acquérir de l'information sur la réalité de terrain, les différentes occupations du sol et de repérer celles-ci géographiquement par GPS. Ces informations ont joué un rôle important dans la réalisation d'une liste de classes pour les classifications (Fig.III.1).

Objectifs

1/Vérifier et contrôler les unités discriminées lors de l'interprétation de la classification non superviser ;

2/Analyser et relever les différents paramètres (nature et état des sols, couleur, la position des différents états les un par apport au autres….);

3/Collecter des données utiles à la classification (géo-référencé les zones échantillonnées)

4/prélèvement des échantillons en surface du sol en vu d'analyses physico-chimiques et minéralogiques.

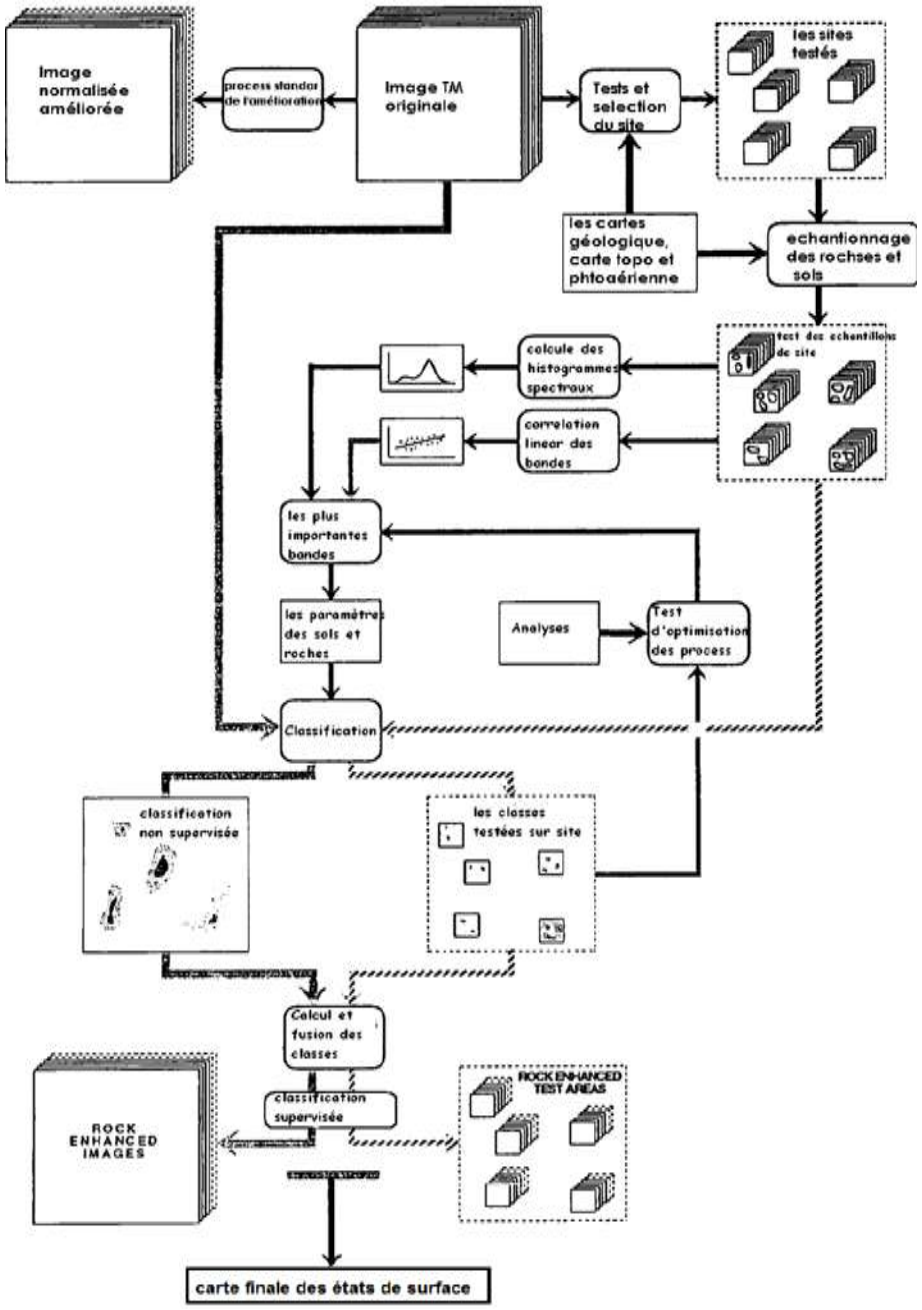


Fig.III.1: Organigramme de la méthodologie de la réalisation de la carte des formations de surface (ESCADAFAL, 1989).

III-1-1-2/Interprétation de la carte des formations de surface:

Dans chacune des bandes spectrales de l'image satellite, le signal enregistré par le capteur renferme, l'ensemble du rayonnement électromagnétique provenant d'un élément de la surface du sol ; il est la résultante des réponses spectrales des objets qui le compose. Les valeurs enregistrées dépendent donc du comportement spectral des différents composants minéraux et végétaux et de leur organisation au moment de la prise de vue, c'est-à-dire de l'état de surface (ESCADAFAL, 1989). Le premier essai de classification de l'image TM est basé sur l'utilisation de la paire de canaux la moins corrélée, à savoir TMl et TM7. La légende de la Fig.III.2 fait apparaître les centres des classes sur l'histogramme de ces deux canaux (Fig.III.2).

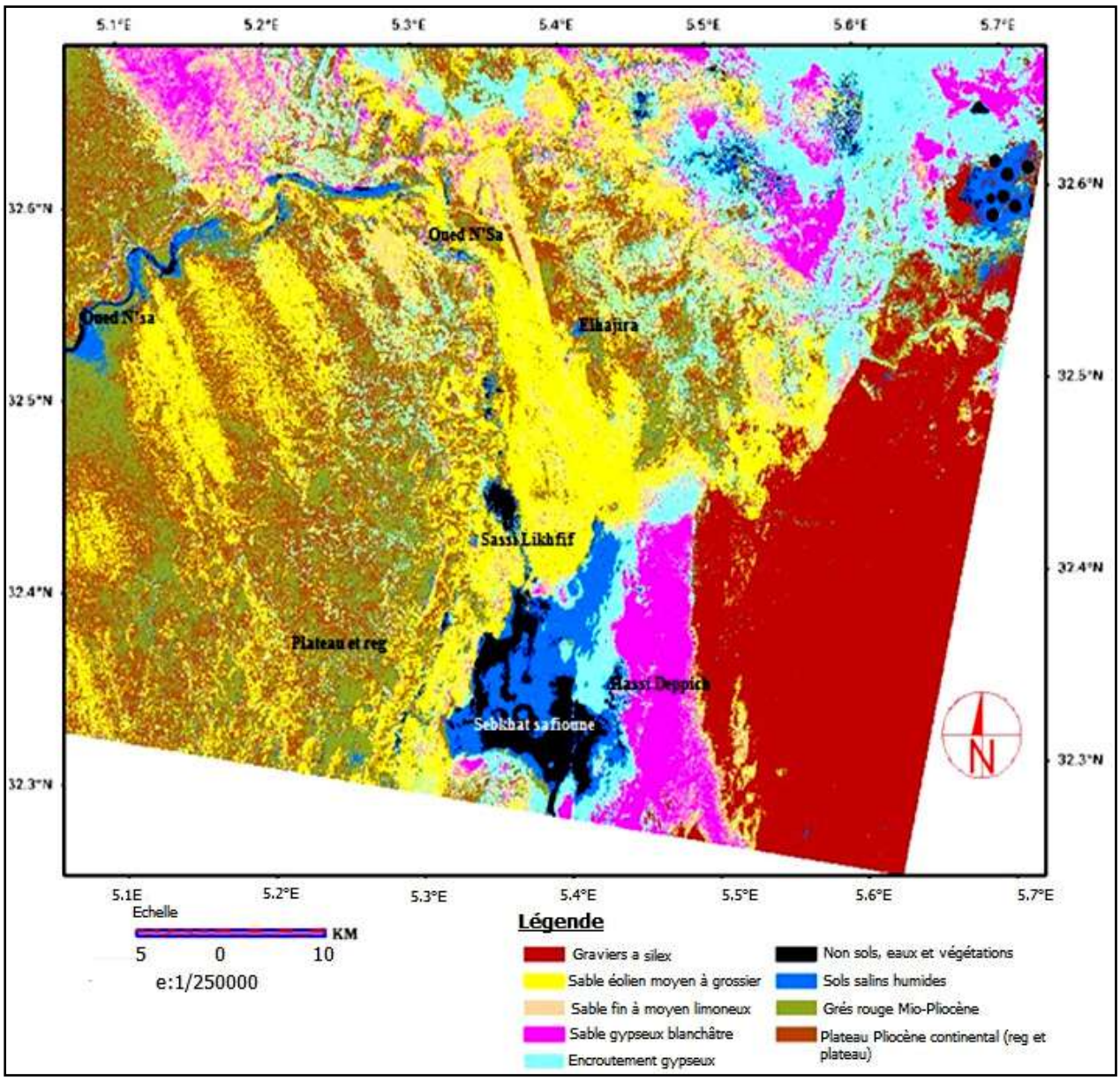


Fig.III.2 : Carte des formations de surface de la région d'étude (Hadj Kouider M,. 2012).

La définition des classes a donc été beaucoup plus aisée dans ce cas, leur distribution est d'ailleurs très simple. Comme l'indique la Fig.III.2, neuf grandes classes de l'ensemble des formations de surface ont été distinguées selon leur dominante minéralogique et exprimée sur la carte par des couleurs différentes :

III-1-1-2.a/les formations à sables éoliens et alluviaux : (dominante quartzeuse) y apparaissent nettement, quelle que soit leur position dans la région. Les plus rugueuses, les nebkas et voiles éoliens sont en jaune doré, les plus fins sont en jaune pâle (sables fin alluviaux) (Fig.III.2). Ces dernières correspondent aux produits d'altération des collines gréseuses voisins et au tout-venant qui forme le lit d'oued (tout-venant d'Oued). La refléctance relativement forte des deux classes sableuses est liée aux caractéristiques intrinsèques (composition minéralogie, texture et structure) ;

III-1-1-2.b/Les formations gypseuses : apparaissent dans deux classes très bien individualisées, la première en colleur cyan correspond aux reliefs gypseux disséqués et aux encroûtements gypseux, l'autre en rose (Fig.III.2) correspond au sable gypseux

blanchâtre qui est le produit d'érosion éolien de la roche gypseuse sur les collines gréseuses et sur le plateau (photos IV-6 et IV-4) ;

III-1-1-2.c/Les formations à sols salés humide et efflorescences saline : sur la carte correspondent aux plages de couleurs bleu ciel (Fig.III.2), se sont des sols salins a texture sableuse, avec beaucoup de tâches blanchâtres et de cristaux de gypse, de couleur à l'état sec brun grisâtre sombre (2,5Y4/2) (photos IV-7) pas d'effervescence à l'HCl**.** Les variations du niveau moyen de réflectance de ces classes sont dues ici, en dehors de la minéralogie (les sels), à l'humidité, aux éléments fins et à la microrugosité.

III-1-1-2.d/Les formations calcaire et calcaire dolomitique : apparaissent sur la carte en marron clair (Fig.III.2) et correspondent aux matériaux de plateau qui se matérialise par de cailloux et gravier de calcaire dolomitique de couleur gris à gris clair et des blocs et pierre micro-conglomiratique (grés, calcaire gréseux et gypso-calcaire). Elles sont souvent composées d'éléments hétérogènes ; les obstacles et les fissures retiennent fréquemment des sables éoliens piégés auvent et sous le vent, parfois localement couvert d'un voile de sable éolien grossier (photos IV-8).

Les valeurs de réflectance relativement fortes de surfaces calcaires sont dues principalement à la présence de calcaire, car la teneur en calcaire intervient sur la réflectance des sols en augmentent les valeurs de réflectances dans la bande bleue.

Un autre paramètre important dans la variation des valeurs de réflectance de ce type d'états de surface est le phénomène de pierrosité (éléments grossiers), le plus souvent la réflectance augmente avec la piérrosité. Ceci est principalement dû à ce que l'énergie réfléchie par les éléments grossiers, qui jouent souvent comme des surfaces spéculaires, est plus importante que les ombres qu'ils occasionnent, (GIRARD. M- C, GIRARD. C- M, 1999).

III-1-1-2.e/Les formations gréseuses : à ciment carbonaté apparaissent sur la carte en vert olive (Fig.III.2) ils se matérialisent par le substrat gréseux rouge a ciment argilo-carbonaté d'âge Mio-Pliocène (5YR 6/4) (photos IV.9).

La réflectance relativement faible de cette classe est dû principalement à leur couleur sombre-saturées et la teneur relativement forte en éléments fins (grés a ciment argilo-limoneux légèrement carbonaté).

III-1-1-2.f/ Les formations à Graviers silex (terrasses alluviales) : sont des surfaces homogènes constituées de matériaux détritiques de nature siliceuse de tailles centimétriques, très arrondis mêlés dans un sable quartzique éolien grossier (photos IV-5). La réflectance faible de cet état de surfaces est probablement due à la couleur sombre des constituants et à la rugosité homogène de la surface de cette classe. Cette classe apparaît sur la carte en grenat (Fig.III.2).

III.1.2 CARTOGRAPHIE DU RESEAU DE FRACTURES

III.1.2.1/MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS

La base de données géoscientifiques utilisée comporte des images satellitaires (LandSatTM8 OLI) (scène 198-56 acquise le 28/12/1990, en saison sèche) (Fig. I.2), des cartes topographiques de cuvette d'Ouargla à 1/50.000, des cartes géologiques à 1/500 000 (G.Bussion., 1957-65, Service de la carte géologique), (M.G Betier., 1952.), des données descriptives des caractéristiques géologiques, hydrauliques et

hydrogéologique des forages (ANRH Ouargla et Sass 2003) ainsi que des mesures structurales obtenues à partir de l'investigations de terrain.
Le traitement numérique des images a été réalisé à l'aide des logiciels (Erdas Imagine, Arcgis et Geomatica) (Fig.III.3).

La cartographie du réseau de fractures de surface a été réalisée en deux phases : premièrement, le traitement des images Landsat8-OLI et les données SRTM 30 (Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc), pas de 30m) (Fig. I.6**)** pour l'identification et l'extraction des linéaments deuxièmement, la validation structurale grâce aux données géoscientifiques complémentaires (cartes géologiques, cartes topographiques et les données de subsurface…ect (Fig.III.3).
Le terme « linéament » utilisé dans cette étude décrit toute structure ayant un tracé rectiligne ou curviligne (Hobbs, 1904;O'Leary*et al*., 1976) et dont l'interprétation a une signification géologique.
Les images Landsat8-OLI ont été acquises en saison sèche (juin, juillet 2014), en l'absence de couverture nuageuse. Elles sont nettes et claires etprésentent une radiométrie adéquate, facilitant les analyses géologique et structurale.
Après leur correction géométrique, diverses opérations de traitements numériques sont réalisées sur l'image satellite afin d'identifier et d'extraire les linéaments. Les exemples de travaux réalisés dansdes études similaire dans le Bouclier canadien (Desjardin*et al*., 2000) et l'Atlas marocain (Himyari*et al.*, 2002; MAHMOUD, 1996), montrent que l'application des différents filtresspatiaux et directionnels facilite le traçage et la détermination des discontinuités et fractures assimilables aux linéaments.
Les filtres directionnels de matrice 7 x 7 de type Sobel, testés avec succès pour la cartographie structurale denotre secteur ont été appliqués dans les directions N-S, E-W, NW-SE et NE-SW.
Le relevé des linéaments est effectué par interprétation visuelle (manuellement) (Fig.III.5) des bandes TM 3, 4, 5 et 7 rehaussées, des néo-canaux issus des filtrages spatiaux et des images obtenues après l'analyse en composantes principales. Les différents traitements numériques mettent en évidence les structures géologiques (failles, contacts lithologiques,...etc.) de la région d'Ouargla. Sur les images traitées (Figure 2b), les discontinuités sont très bien rehaussées et soulignées par les variations brusques d'intensité. L'interprétation visuelle permet d'identifier les linéaments et d'établir la carte structurale détaillée qui représente les linéaments considérés comme d'origine tectonique.
La deuxième phase de la cartographie structurale est la validation de la nature structurale des linéaments issus de l'interprétation des images satellitaires.
Au départ les tracés rectilignes relatifs aux activités anthropiques (routes, pistes, lignes de transport d'énergie) ont été éliminés par unejuxtaposition avec les cartes géologique, topographiques et structurales disponibles dans la région. Ensuite, les investigations géologiques, réalisées aux cours des travaux antérieurs de cartographie géologique (G.Busson 1951, 1952, 1972; J.Faber 1976 et 2005; WEC 2007, ont été utilisées pour être confrontées aux résultats obtenus (Fig.III.3).

L'analyse structurale consiste à construire, à modéliser les rosaces directionnelles (Fig.III.4**)** à l'aide du logiciel Rockworks puis à les interpréter. L'ultime phase de l'analyse variographique consiste à ajuster au mieux sur le variogramme expérimental les modèles exponentiel et sphérique (Razack, 1984 ; Lasm, 2000). Le modèle qui donne la valeur des écarts moyens quadratiques la plus faible, entre les valeurs expérimentales et théoriques du variogramme, est retenu pour l'ajustement.

Le traitement de ces données, à partir d'outils statistiques, permet d'obtenir une description paramétrique du réseau de fractures (distribution des longueurs, densité, position) et de définir le régime de connectivité. L'analyse de la connectivité permet de calculer les propriétés hydrauliques (perméabilité). Une modélisation mathématique est ensuite effectuée au moyen d'un modèle à fractures discrètes. Enfin, les résultats sont comparés aux données hydrogéologiques de terrain.
La détermination des conditions d'écoulement des eaux souterraines et de transport de soluté dans les réseaux de fractures a fait l'objet de nombreuses études depuis les années 80, à partir de différentes approches théoriques, numériques ou mêmes expérimentales (DAVY et al., 1990, ANDERSSON et THUNVI, 1986; DE MARSILY, 1985; PONTLEVOY et al., 2004).
L'étude de ces systèmes de fractures est donc fondamentale, notamment pour le captage des eaux souterraines (BIÉMI, 1992; BOUKARI et GUIRAUD, 1985; JOURDA, 2005; KOUAMÉ, 1999; SAVADOGO, 1984; SAVANÉ, 1997), leur gestion (BASSOLÉ et al., 2001; DEWANDEL et al., 2006; MARÉCHAL et al., 2006) ainsi que leur protection.
La structure des réseaux de fractures et leurs caractéristiques hydrodynamiques, sont les principaux éléments qui sont susceptibles d'expliquer le fonctionnement hydraulique des milieux fracturés (BOUR, 1997; DAVY et al., 1990).

III.1.2.1.a/Réalisation de la carte des linéaments:

Le terme linéament présente toutes structures linéaires qui se marquent dans la topographie en surface de la terre qui peuvent être identifié comme fracture ou faille (non man-made).

L'apparition des eaux souterraines en surface est fréquemment limitée aux fractures et aux failles; Les fractures et les failles sont essentiellement des entités linéaires et peuvent donc être identifiées par l'interprétation visuelle ou numérique des images satellite. La vraie nature de ces éléments linéaires peut ne pas être connue pendant l'interprétation et il est donc préférable de parler de linéaments. Celles-ci peuvent être définies comme des caractéristiques non anthropiques, plus ou moins linéaires, éventuellement associées à des failles et de grandes fractures.

D'après Ousmane,B., (1988), la cartographie des linéaments peut se faire par l'analyse des cartes topographiques, des réseaux hydrographiques ou par l'interprétation des photographies aériennes. Ces dernières années les hydrogéologiques utilisent de plus en plus les supports numériques tels le MNT (Bonnet., 1997) et les images satellites (Beimi, 1992, Saly, 2003) pour l'extraction des linéaments.

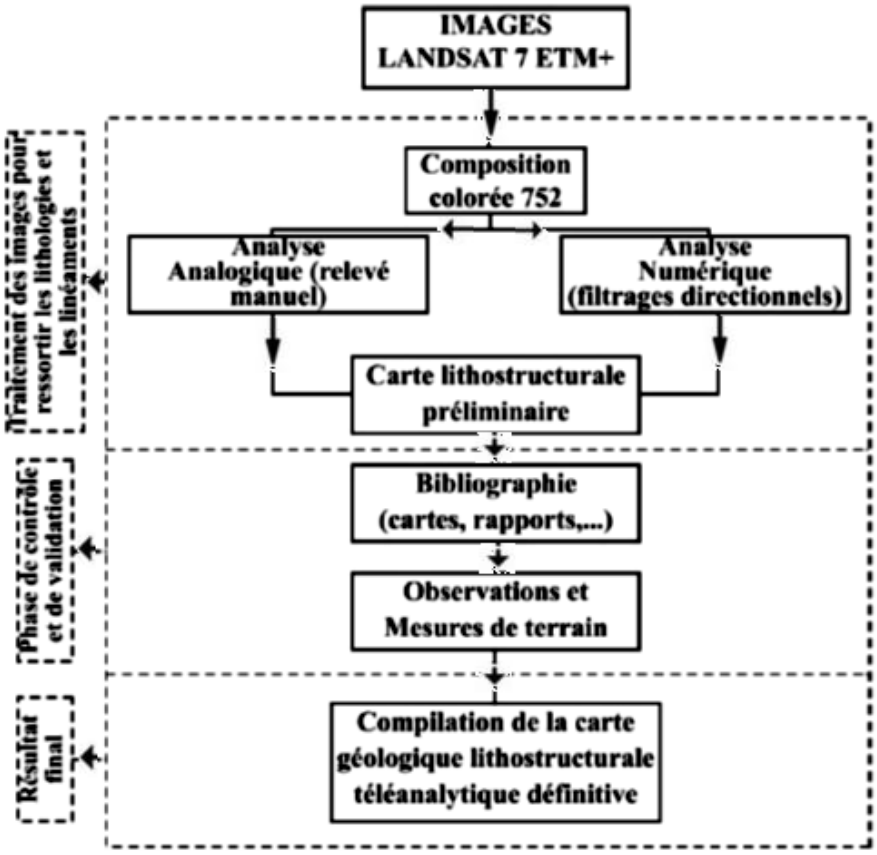


Fig.III.3: Organigramme des étapes de traitement d'une image satellite LandSat8 (ETM^{+})

Dans la présente étude, nous recourons aux images satellites et des données SRTM pour la cartographie des linéaments dans notre région d'étude.

La première étape consiste à obtenir vos images satellites en format nuage de points (Géo-référencé) afin que vous puissiez manipuler les données en créant des sommets, qui sont des rasters. SRTM a été raffiné jusqu'à 10m, mais vous pouvez être en mesure d'obtenir de meilleurs DEM ou SAR si vous continuez à faire des recherches. Traitez vos données de nuages de points en pentes en utilisant une altitude de 45 degrés et l'azimut de 0 degrés. Créez votre prochain hillshade à 45 degrés et 90 degrés respectueusement et continuez à créer des hillshades jusqu'à 45 deg et 270 degrés. Cette procédure permet à la lumière inclinée de mettre en évidence les lignes de surface. La deuxième étape est de rendre les panneaux en ArcScene ou n'importe quelle plate-forme de visualisation 3D et configurés pour la visualisation 3D.

La carte de fracturation de la cuvette d'Ouargla (Fig.III.5 et III.6) est le document de base de l'étude. Cette carte est issue du traitement des images LandSat8 OLI/ **Landsat Data Continuity Mission** (LDCM) et les données SRTM en utilisant les outils Arcgis pour la calibration radiométrique, PciGeomatica pour les traitements et l'extraction automatique des discontinuités structurales et Rockworks pour les traitements statistiques des linéaments et la réalisation de la rosace linéamentaire (directionnelle) (Fig.III.4).

Le traitement est porté sur les corrections géométriques, les procédures d'amélioration radiométrique en ajustant les paramètres des filtres spatiaux de réduction de phénomène chatoiement de l'image, des techniques de cartographie hydrostructurale basées sur le télédétection et la géomorphologie, de la combinaison des données de l'image satellite et du MNT-SRTM, et enfin, de l'interprétation et du relève des discontinuités structurales.

III.1.2.1.b/Interprétation de la carte linéamentaire et de la rosace directionnelle:

Pour bien comprendre l'orientation spatiale de la fracturation, l'étude géostatistique porte sur la fracturation globale et sur les familles de fractures (Fig.III.4) (fracturation majeure et famille directionnelle N-S) jouant un rôle important dans l'hydrogéologie et l'hydrodynamique des réservoirs fracturés.

La variable étudiée est la densité de fracturation en longueurs cumulées par maille carrée de 5×5 km². Cette maille, qui correspond à la Surface Elémentaire.

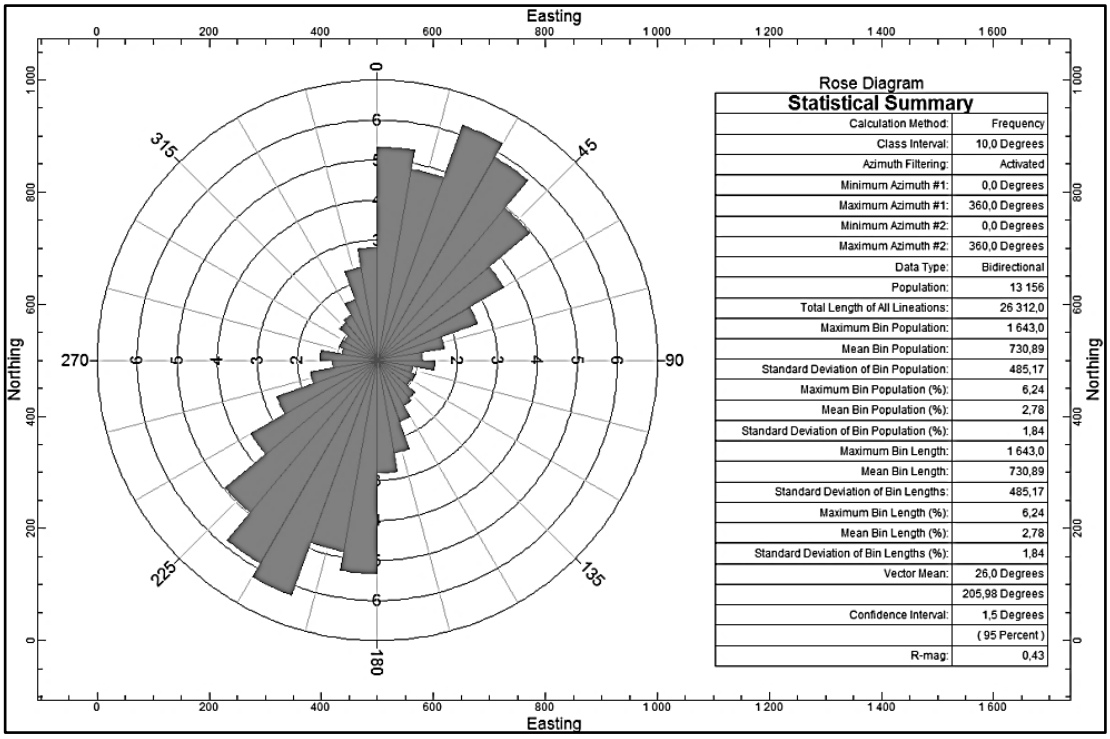


Fig.III.4.: Rosas et statistiques des principales directions de linéaments à l'échelle de la région d'étude.

L'approche méthodologique simple basée sur l'utilisation d'image corrigée géométriquement, le rehaussement d'image (compose coloré, analyse en composantes principales). Le filtrage directionnel (filtre de Sobel), la segmentation des histogrammes de fréquences et la "binarisation" d'images filtrées a contribué ii l'élaboration d'une carte de linéaments précise et raffinée du territoire.

L'analyse statistique des linéaments à l'aide de rosaces directionnelles (Fig.III.4)a démontré une répartition particulière de l'orientation de ces derniers selon la direction préférentielle NE-SW avec 90% de fréquence. La confrontation de nos résultats avec

les données géoscientifiques à partir d'un système d'information géographique, a permis de faire un lien géologique entre les différents éléments et faciliter leur interprétation en ce sens que :

- les linéaments d'images satellitaires ont pu être identifiés par d'autres méthodes (sismique réflexion, les sondages électriques et profil morpho-géologiques) et reconnus sur le terrain comme étant des failles et fracture;

- les zones d'entrecroisements et de densité élevées de linéaments sont directement reliées au caractéristiques mécaniques des terrains et des roches ainsi que à l'intensité de déformation et des contraintes;

- les linéaments majeurs sont liés à des failles en profondeur reliées à de grands mouvements tectoniques à l'échelle de la plateforme Saharienne (Hoggar, les failles N8°30 et/ou le N7°30), quant aux linéaments mineurs, ils sont liés à des phénomènes géologiques locaux (mise en place d'intrusions rocheuses, déformations et plissements locaux, effondrements et subsidence des blocs) et le plus souvent à des phénomènes liés au mécanisme géologique (décrochement et transtension) responsable de la structure actuelle de la région (Fig.III.6);

- La disposition des linéaments en trois familles d'orientations majeures (NW-SE, N-S et NE-SW) avec une prédominance dans la direction NE-SW aussi bien à l'échelle locale que régionale. Cependant, l'analyse par télédétection n'a pas permis de préciser si les fractures identifiées étaient hydrauliquement actives, c'est-à-dire si ces fractures constituaient actuellement des inductions des réservoirs des eaux souterraines (Sonia Gannounis et al., 2015) .

Les objectifs et les hypothèses ont été atteints dans la mesure où grâce aux techniques de la télédétection, nous avons dressé une carte raffinée de linéaments du territoire (Fig.III.5) et montré qu'à partir du comportement spatial d'un linéament sur une image satellite (longueur, structure, orientation, densité), il était possible de fournir des informations sur son origine, sa signification géologique,hydrogéologique et structurale.

Sur la carte obtenue (Figure 3), les pics directionnels relevés (N10E, N30Eet N40E) coïncident avec les grandes directions tectoniques relevées dans le domaine précambrien du Hoggar (les failles N4°50, N8°30et/ou le N7°30) et domaine Hercynien du bassin d'Oued M' ya (champ de Berkaoui) ainsi que dans le domaine Atlasique (Fig.III.13) Ces accidents structuraux sont d'extension kilométrique et sont le plus souvent observés en surface (sur image landSat8) (Fig.I.2).

Nous avons mis en évidence deux types de failles N10-15° et N75° décrochantes sénestres à pendage NW et décrochantes dextres à pendage Nord, respectivement.

Les principales discordances sont liées à plusieurs événements tectoniques tels que l'extension Cambrien-Ordovicien, le rebond glaciaire Ordovicien-Silurien, extension/compression "Calédonienne" Silurien-Dévonien, extension/compression tardive du Dévonien et la compression "Hercynienne".

Les dépôts associés à ces arcs et bassins synclinaux présentent des variations d'épaisseur et des changements de faciès allant du milieu continental au milieu marin (Paul Perron & al., 2018).

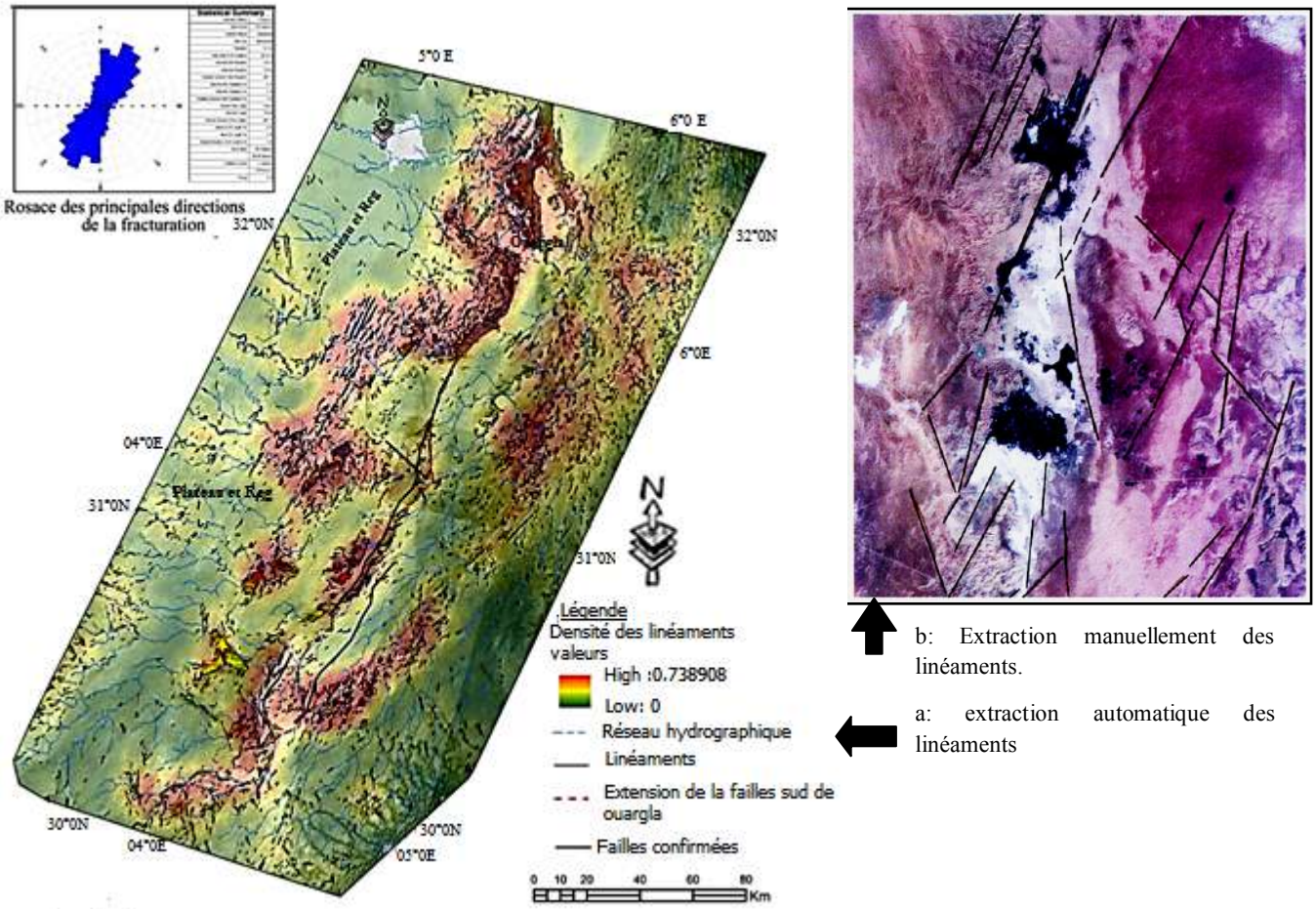


Fig.III.5: cartes des linéaments *(a)réalisées automatiquement et (b) manuellement*.

Toutefois, le manque de cartes géologiques beaucoup plus précises au 1/50 000 et d'autres données géologiques et géophysiques couvrant toute l'étendue du territoire étudié n'a pas permis de vérifier toute les informations de terrain. Cette étude pourra donc être complétée par de futures investigations de terrain et des images satellites à haute résolution (images radars). Cependant, les questions qu'elle soulève (principalement l'abondance de linéaments courtes NNE à NE et les contrôles de la distribution des linéaments longs d'autres orientations) peuvent conduire à une meilleure compréhension de la région qui, à son tour, pourra aider à la compréhension des modèles géologique et hydrogéologique de la région.

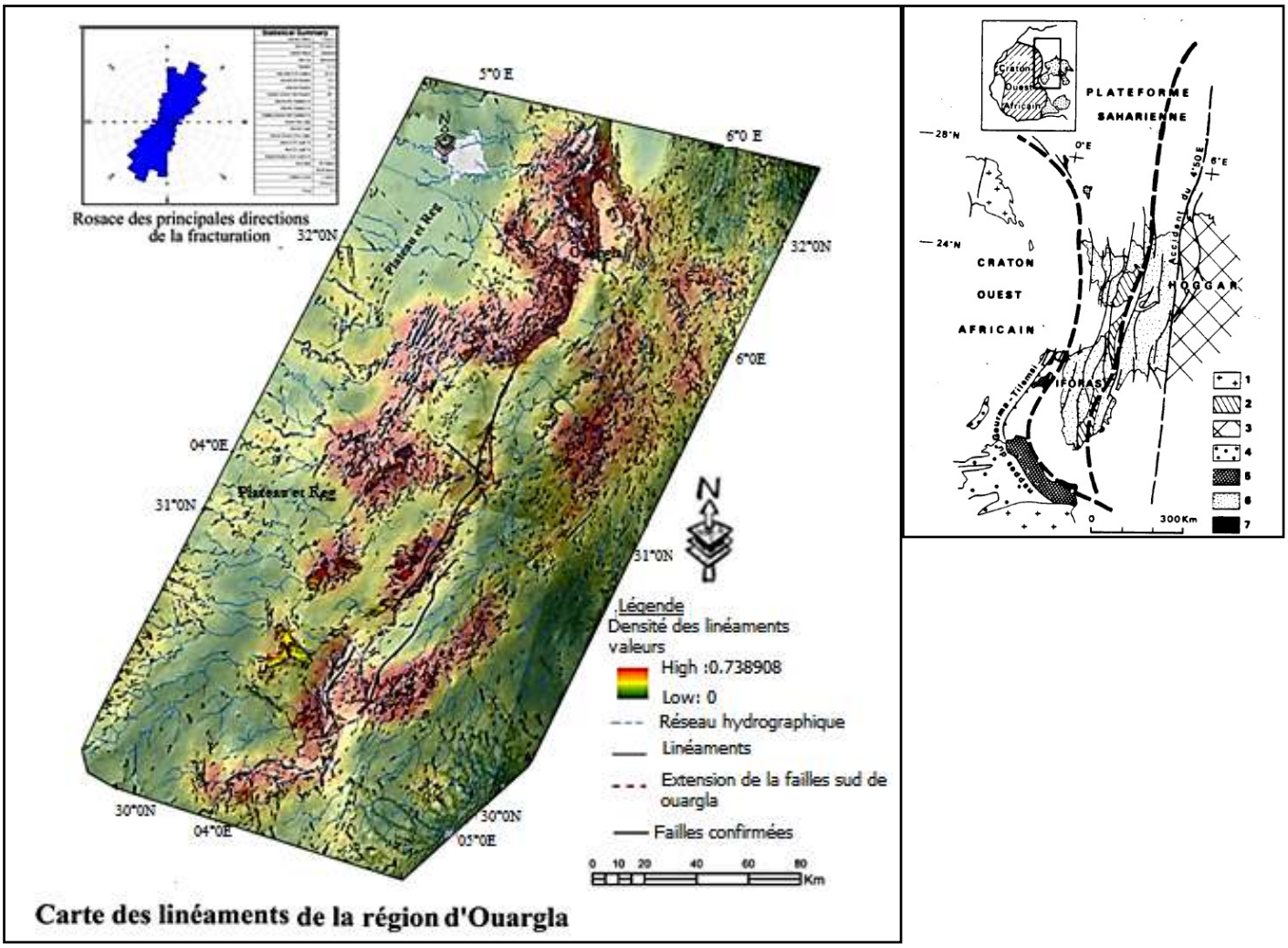


Fig.III.6: cartes des linéaments et failles signalées antérieurement et extension possible de ces failles. *(B) prolongement des grands linéaments par rapport à la structure de la chaîne panafricaine. 1: Boucliers Reguibat et Léo; 2: granulites éburnéennes du môle In Ouzzal; 3: gneïss réactivés du Hoggar Central; 4: sédiments du Protérozoique supérieur; 5: nappes du Gourma-Tilemsi; 6: chaîne Pharusienne; 7: zone de suture(TAKHERIST D. (1990)).*

III.1.2.2./GEOMETRIE DE L'AQUIFERE

III.1.2.2.1/Données géologiques et structurales

L'interprétation des données géologiques et structurales de la région d'étude permet de déterminer les causes principales de la formation des sebkhas dans la région. D'après Aliev (1972) dans son ensemble, la dépression de l'Oued M'ya est le résultat des mouvements compressifs NW-SE et N-S du Mésozoïque et du Cénozoïque ainsi que de la réactivation à partir du Sénonien d'anciens accidentstectoniques hercyniens. Cette dépression a constitué plus tard un milieu favorable pour le dépôt des formations Néogènes et Quaternaires du bas Sahara

L'analyse géologique permet de proposer un schéma structural de la cuvette de Ouargla (Fig.III.22) : il s'agit d'un trend majeur de directions NE-SW à NNE-SSW limité, au Nord-Ouest par un monoclinal de direction N 10E sur lequel s'individualise sebkhat Safioune, au Sud-Est et à l'Est par la berge Est de Oued M'ya qui est représenté par le flanc d'un synclinale subsident (Fig.III.19). La structure subsidente

longue d'une trentaine de kilomètres s'ennoie vers le sud sous l'épaisse série plio-quaternaire.

D'après G. Aumassip (1972) le plateau Ouest est constitué d'une surface structurale dégradée par des réseaux hydrographiques hiérarchises et défoncées par de nombreuses dépressions

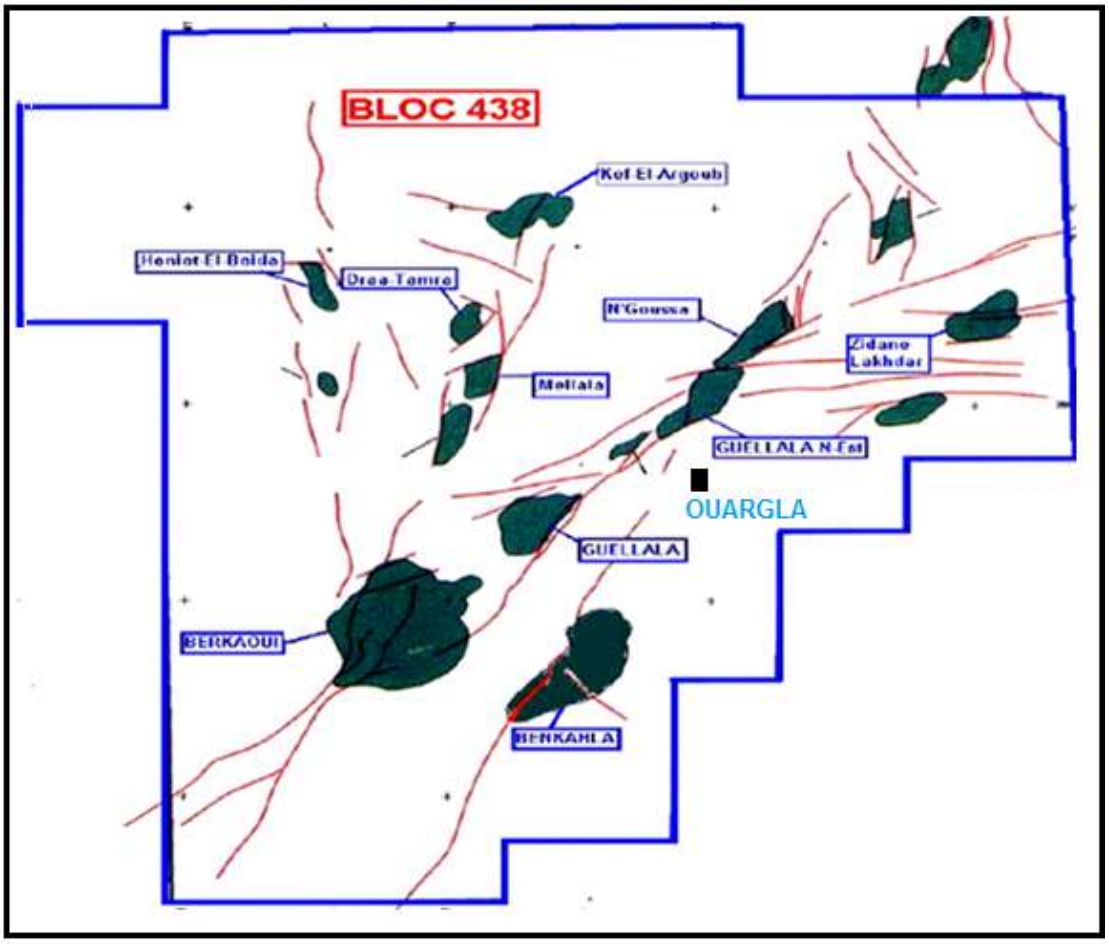


Fig.III.7:Schéma structural du Bloc 438 de Sonatrach (BEICIP, 1992).

Bordant la cuvette, une faille normale N45E, suivie sur toute la structure visible du synclinal, effondre la partie occidentale et formant une structure dissymétrique sous une plaine très étendue. La faille, visible en image satellite et carte géomorphologique (MNT), se prolonge jusque vers le sud de Ouargla où elle est a été signalée par Busson., (1957-1965) et reconnue grâce à des profils sismiques (fig.III.16, 17 et 18). L'analyse de la fracturation provenant l'image satellite (LandSat8) (fig.III.5 et 6.) a montré une structuration en losanges due à deux systèmes de décrochements essentiels conjugués, de directions E-W dextres et N-S à NNE-SSW sénestres (Fig.III.21).

Le découpage en losanges, très fréquent, visible sur image satellite, affecte les différents niveaux stratigraphiques de la région, depuis les grès calcaires oligocènes à la croûte villafranchienne.

La tectonique atlasique a également des conséquences sur la couverture sédimentaire de la plateforme saharienne, les bancs rigides de la couverture sédimentaire

saharienne, celui du Turonien et celui du Sénonien et de l'Éocène, sont affectés par des diaclases nombreuses, des fractures et même des failles.
Des importantes pertes de boue ayant été constatées lors des forages, il n'est pas impossible qu'une karstification se soit développée à la faveur de ces fractures, avant leur recouvrement par les formations du Continental terminal (Busson., 1970).

III.1.2.2.2/ structures morpho-géologiques et indices néotectoniques:

- **Coupes morpho géologiques**

La description des unités de reliefs de la cuvette de Ouargla et ses bordures met en évidence une série d'accidents tectonique (failles normales, décrochements, bassins d'effondrement et bassins en pull appart). L'existence d'une structure tectonique dissymétrique se déduit de l'observation paysagère (géomorphologie).
L'évolution géomorphologique quaternaire est conditionnée la fois par des phénomènes climatiques et par des phénomènes tectoniques continus. Une distinction est souvent notée entre la partie Nord et Sud et le côté Est et Ouest du la région d'étude.
L'idée est basée sur l'analyse détaillée d'un ensemble des coupes morpho-géologique et de faire sortir les éléments tectoniques et structuraux proclament dans ces coupes.
Les coupes étudiées sont réalisées dans Google Earth Pro. puis interpréter cas par cas suivant endroits et les structures géo-tectoniques vraisemblable.

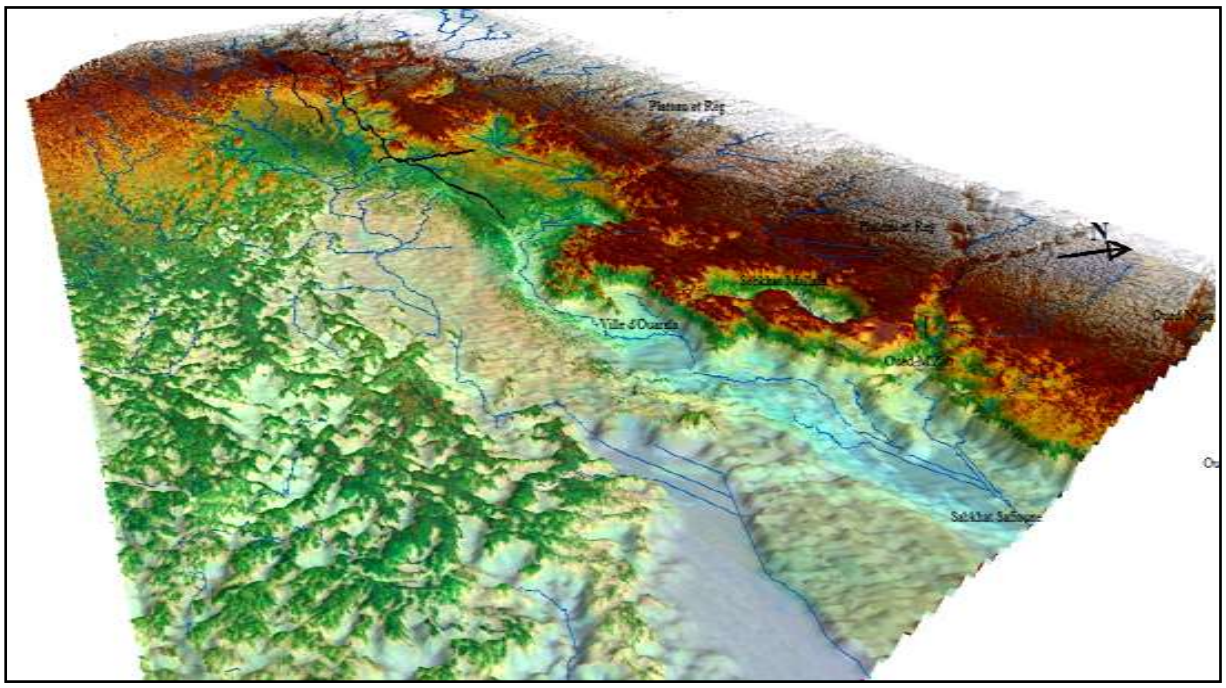


Fig. III.8: perspective 3D (MNT) de Oued M'ya.

- **Coupe C1**: C'est une coupe orientée Ouest –Est et passe au Nord de sebkhat Safioune, dans cette coupe les couches de centre remplissent une dépression creusée (l'extension Nord de sebkha) dans les couches d'âge Mio-pliocène (fig.11). Ce petit bassin subsident a une direction N20E à N60E et présente des failles de même direction, notées de F1 à F4, masquées par les alluvions sommitales.

D'après cette coupe morpho-géologiques (Fig.III.9) les failles sont normales en rameaux suggèrent une composante décrochante verticale.

Suit aux structurations du bassin, les couches de surface ont subi un ravinement puis un comblement par les dépôts de sebkha et qui ont connu une pédogenèse de type vertisolisation (soumis en permanence à des excès d'eau) en raison de leur forte teneur en argiles et gypses.

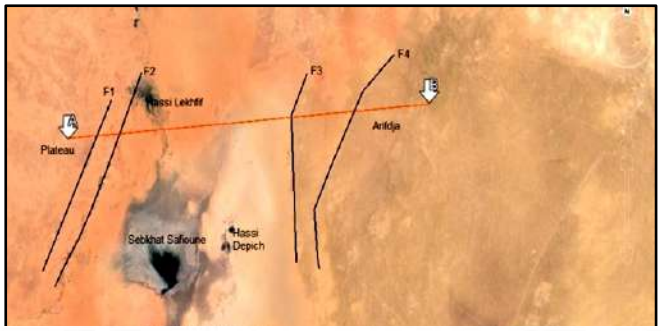


Fig.III.9 : La Coupe C1

Coupe C2: cette coupe (fig.III.10) orientée W-E et passe à travers sebkhat Safioune, elle montre qu'au moins quatre failles ont participé à l'individualisation d'un effondrement dans la couche Mio-Pliocène et à la formation d'un sillon de plus de dizaine de mètre de rejet. On note la présence des alluvions et des dépôts de sebkha dans le centre du bassin. Les failles de cette coupe représentent l'extension sud des failles de la première coupe (la coupe C1). La comparaison de ces deux coupes situées de part et d'autre de sebkha nous permet de dégager une extension possible de sebkha vers le Nord et que cette partie de sebkha actuellement comblée, été fonctionnaire dont le passé proche.

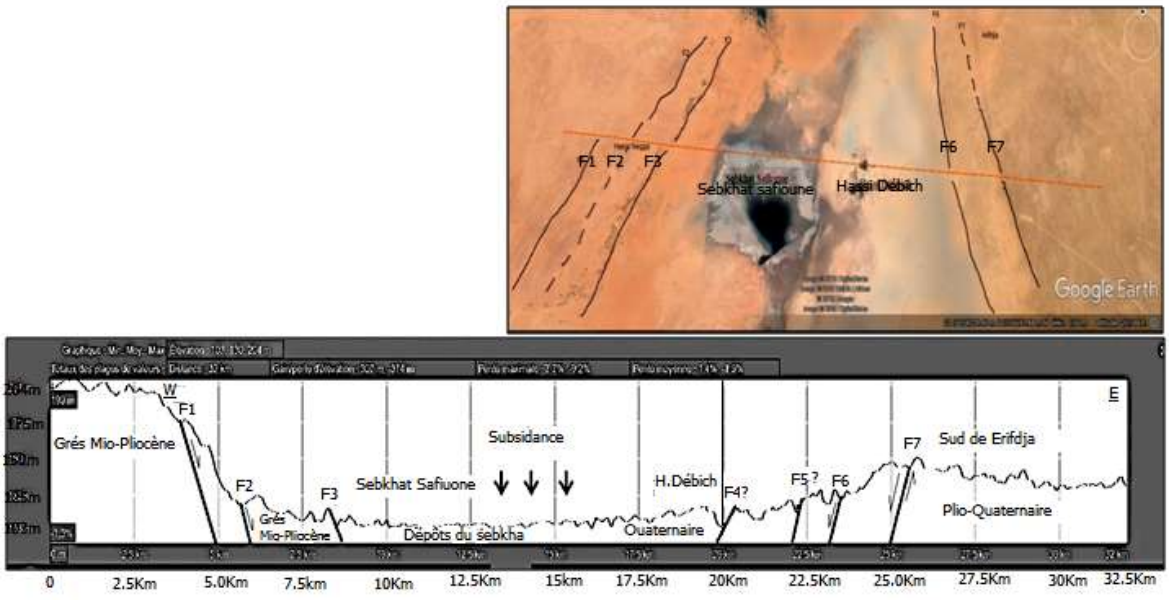
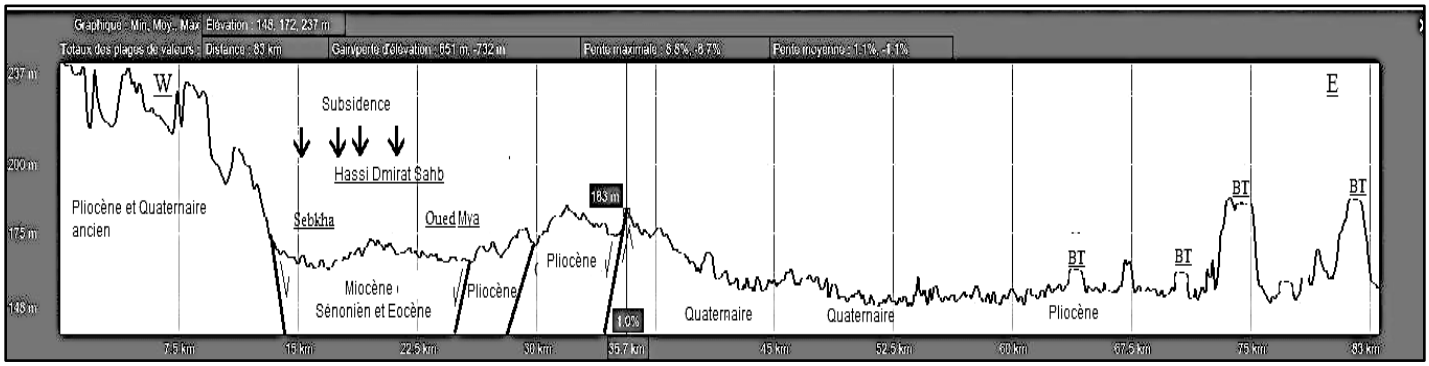


Fig.III.10 : La coupe C2

La coupe C3 et C3': c'une coupe approximativement orientée W-E (Fig.III.11 et III.12), montre qu'au moins quatre failles ont participé à l'individualisation d'un sous -bassin (graben) dans les couches du Mio-Pliocène. Les failles de cette coupe représentent l'extension des principales failles responsable de la cinématique globale dans la région. A ce niveau on remarque un rétrécissement du grabin par rapport au Nord.

Fig.III.11 : La coupe C3



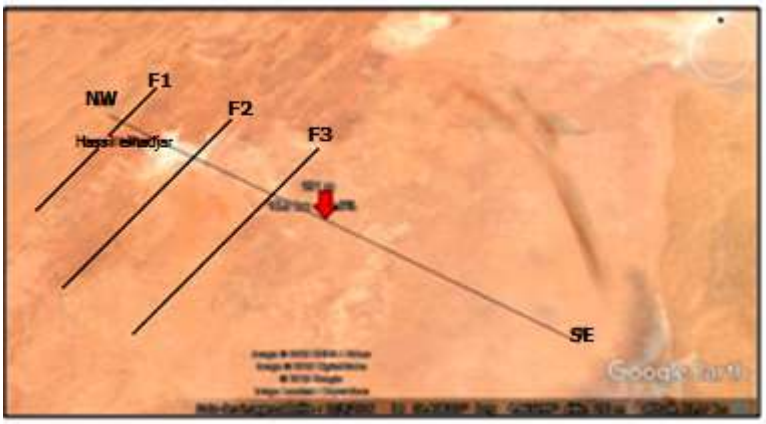
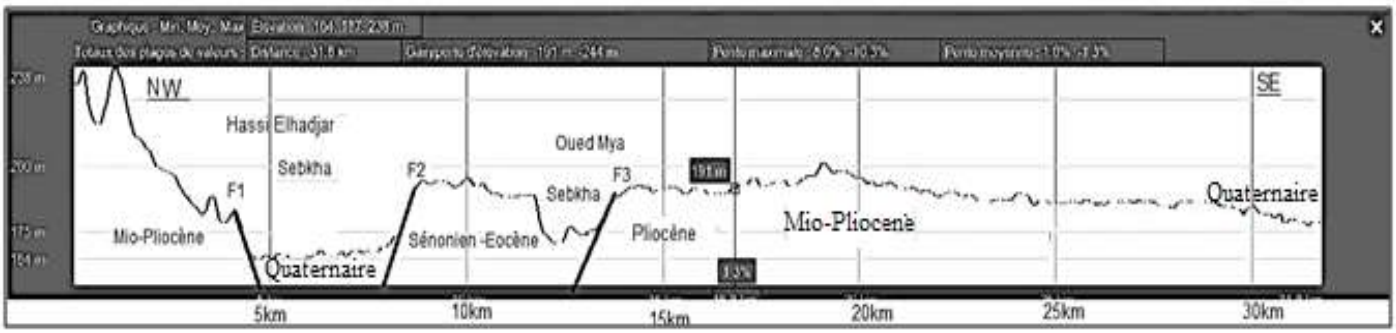


Fig.III.12 : La coupe C3'



La coupe 4: cette coupe orientée WNW-ESE et passe à travers un paléo-sebkha (fig. III13) et présente qu'au moins cinq failles qui ont participés à l'individualisation d'une structure en horst et graben dans les couches Sénonien-Eocène et Mio-Pliocène

les failles sont toutes à composante sub-verticale et donc normales. La faible différence de direction observée serait la conséquence de leur situation à l'intersection de deux faisceaux de failles. Du SE vers le NW, ces failles ont les directions suivantes : N100E, 89°S ; N103E, 87°N ; N145E, 75°S.

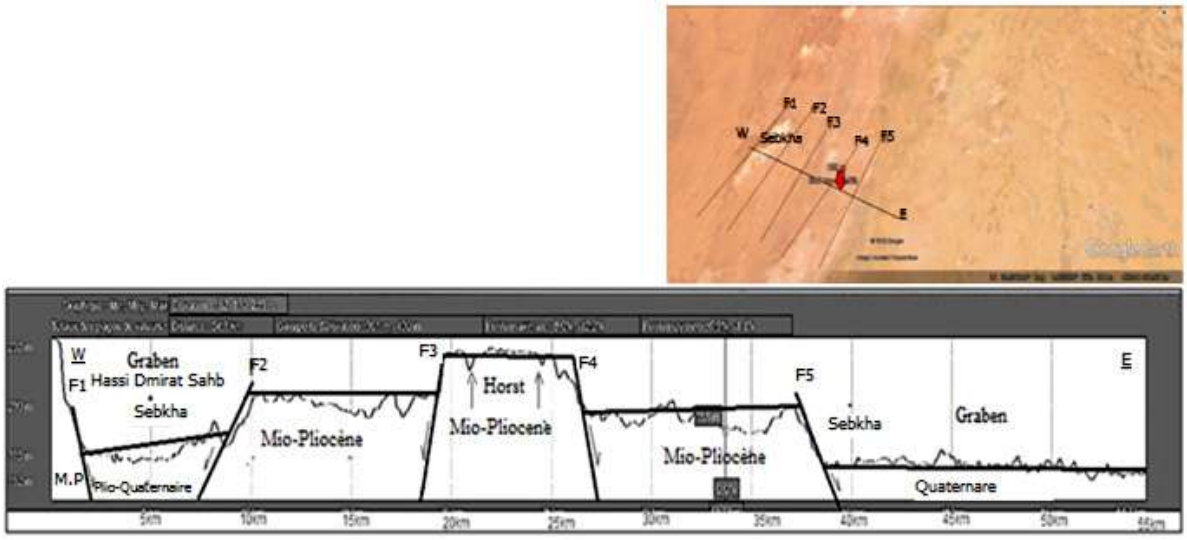


Fig.III.13:la coupe C4

L'allure structurale (structure en horst et graben parfaitement dessinée) est perturbée mais elle est évidente. Cette perturbation est liée en premier à la présence d'accidents tectoniques qui s'accentuent à cet endroit en raison de la tectonique polyphasique qui affecte la région et à l'érosion postérieure. Ce dernier peut être expliqué, soit par la présence d'accidents quaternaires (villafranchien), soit par l'existence de plusieurs générations de pente et d'âges différents dans les deux cas, ce secteur mériterait d'être étudié en détail.

III.1.2.2.3 /LES PARTICULARITES MORPHOLOGIQUES ET STRUCTURALES DE LA CUVETTE DE OUARGLA ET SES ENVIRONS

Dans cette partie du notre mémoire nous essayerons d'établir un model morpho structurale de la cuvette d'Ouargla **(**Fig.III.14 et III.19**).** L'analyse se base sur des cartes topographiques, et géologiques, des modèles digitales de terrain (données SRTM) ainsi que sur l'interprétation des images satellites couvrant la région d'étude. Celles-ci ont été systématiquement exploitées en relief (Fig. III.8).

III.1.2.2.3.a/Les mouvements de surface

Les déplacements des masses de sol et roche le long d'une surface dépendent de plusieurs facteurs tels que : topographie, lithologie et teneurs en eau et le contexte structural semble limiter et/ou contrôler ces mouvements de masse. Ces masses rocheuses sont plus au moins anciennes mais réactivés par le rejeu récent de failles qui déstabilise les versants.

Dans cette partie du bassin d'Oued M'ya, il existe deux trends majeurs de directions NE-SW à NNE-SSW : le trend constitué par les bourrelets de Kef El Argoub au nord et de Haoud Berkaoui et le trend constitué par les bourrelets d'Erg Djoued et Benkahla. Ces différents bourrelets sont compliqués par la présence de failles de direction principale NE-SW et E-W.

L'examen approfondies des images satellites et les nombreuses visite de terrain nous à permet de distinguer plusieurs zones instables. Leur répartition spatiale d'Est en Ouest et du Nord au Sud apparaît ainsi:

- Au niveau du versant Ouest de la cuvette on note une série de glissements de dimensions différentes. Leur contrôle semble être dû à des accidents de direction NE- SW et NW- SE.
- Le versant NW de la cuvette est caractérisé par un escarpement et une série de zones instables. Le haut degré de fracturation de ce massif a probablement contribué à phénomènes tectoniques.
- Au Sud, s'observent plusieurs zones instables, contrôlées elles aussi par des accidents surtout de direction E-W et NNW-SSE.
- Près de la cité El Nacer, des versants à coulés de blocs montrent une tendance à évoluer en glissements actifs et menacent la dite cité.
- Des importantes paléo-coulée vient masquer le versant ouest de la région d'étude. Elle est a généralement contrôlées par un accident majeur de direction NE-SW à NNE-SSW (vérifié sur terrain) et des accidents secondaires NNE-SSW, N-S et NW-SE à E-W (détectées sur image satellite et modèle numérique de terrain (données SRTM) (Fig.III.6 etIII.8).
- Le versant Est de la région d'étude est structuré par des failles en escaliers masquées par l'érosion éolien et les dunes de sable mais sont bien discernables sur image satellite et modèle numérique de terrain (MNT) ainsi que sur les coupes topographiques et géomorphologiques (Fig.III.9, III.10, III.11, III.12 et III.13)**.** Ce versant est émoussé par l'érosion et il est relativement stable par rapport au versant Ouest. Les failles contrôlant ce versant sont de direction NE-SW à N-S et NW-SE. Les deux versants (Ouest et Est) sont bornés par deux grandes failles de direction NE-SW (Fig.III.5).
- Au SW une fenêtre sur des terrains Sénonien et Eocène formée probablement par un léger bombement érodé.
- La partie Sud de notre région d'étude est caractérisée par une grand couloire subsident contrôlée par les deux failles majeures suscitées situées de part et d'autre de l'axe de cette zone et orientées NE-SW. Cette zone constituée un petit bassin versant très caractéristique sur l'image satellite et le MNT de la région d'étude.
- Le versant Ouest de la cuvette d'Ouargla est caractérisé par des d'énormes masses rocheuses et de paléosols dépourvus de toute stratification indiquent le déplacement et l'allochtonisme de ces terrains par des causes tectoniques. Un réseau de failles semble dans la plupart des cas contrôler l'ensemble de ces mouvements des masses solide.

Age (Ma)	Edifice	Mouvements tectoniques	Oscillations marines	Type de sédimentations
Trias (235–210)	Bassins d'Est et Nord	Subsidence	Transg*/reg*	Evaporites (de lagon, détritiques)
Jurassique (210–145)	Bassins subsidants	Subsidence, soulèvement locale	Reg/transg	Evaporites (de lagon, détritiques)
Crétacé (145 – 65)	Bassins d'Est et Centre	Subsidence, soulèvement locale	Reg/transg	Carbonate, évaporites et détritique
Tertiaire (65 – 3)	Bassin d'Est	Subsidence/Orogénie alpine	Transg/reg	Détritique, carbonates

Tableau.III.1: Ensemble des événements tectoniques et sédimentaires dans la plateforme saharienne (*Transg: transgression, *reg: régression) (Makhous et al., 2003).

III.1.2.2.3.b/Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique a subi une perturbation importante liée aux mouvements tectoniques récents ce que lui affecte des structures très particulaires due à cette tectonique polyphasiques **(**Fig.III.14**).**

III.1.2.2.3.c/ La fracturation

La carte morpho structurale de la région (Fig.III.14), laisse apparaître un système de fractures complexes et peut être regroupent en deux grandes familles directionnelles.

III.1.2.2.3.c.1/ La famille NE-SW

Cette famille est la plus dominante et se spécifie par une extension le plus souvent supérieure à 1 Km. La plupart des accidents NE-SW présentent une cinématique décrochante à composante verticale importante. Cette famille d'accidents est organisée en faisceaux ou couloirs (Fig.III.18).Ils sont parfois perturbés par d'autres familles directionnelles. La majorité des ces accidents présente des mouvements coulissants senestres.

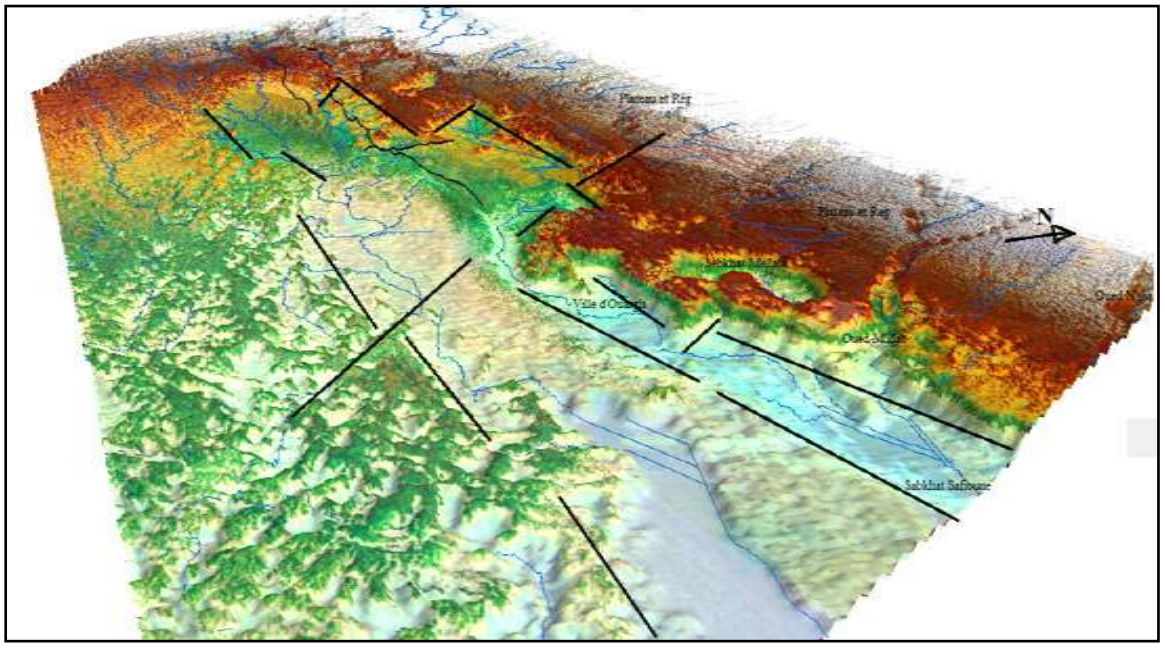


Fig.III.14:perspective de la géomorphologie et la position des linéaments et failles

III.1.2.2.3.c.2/ La famille E-W

Cette famille des failles constituées le relai entre les failles NE-SW et donnant naissance à des bassins pull apart losangique et qui formant actuellement les différentes sebkhas (sebkhas de safioune, Om Ranneb, sebkha de Ouargla..) (Fig.III.14 et III.20).

L'activité néo-active de ces familles est confirmée par plusieurs indices caractéristiques. En effet, un grand nombre de segments d'oued ou ravin traversé et perturbés par ces accidents (angularités et changements brutaux des directions) (Fig.III.14) ; telles: Oued Touiel, Oued Gouiret Moussa et Oued Nsa.

Par ailleurs au Sud-Est du terrain d'étude, une approfondir et creusement affecte les terrains et paraît être d'origine tectonique (Fig.III.19).

Les terrains du Mio-Plio-Quaternaire sont affectés par ces accidents de différentes directions N-S.

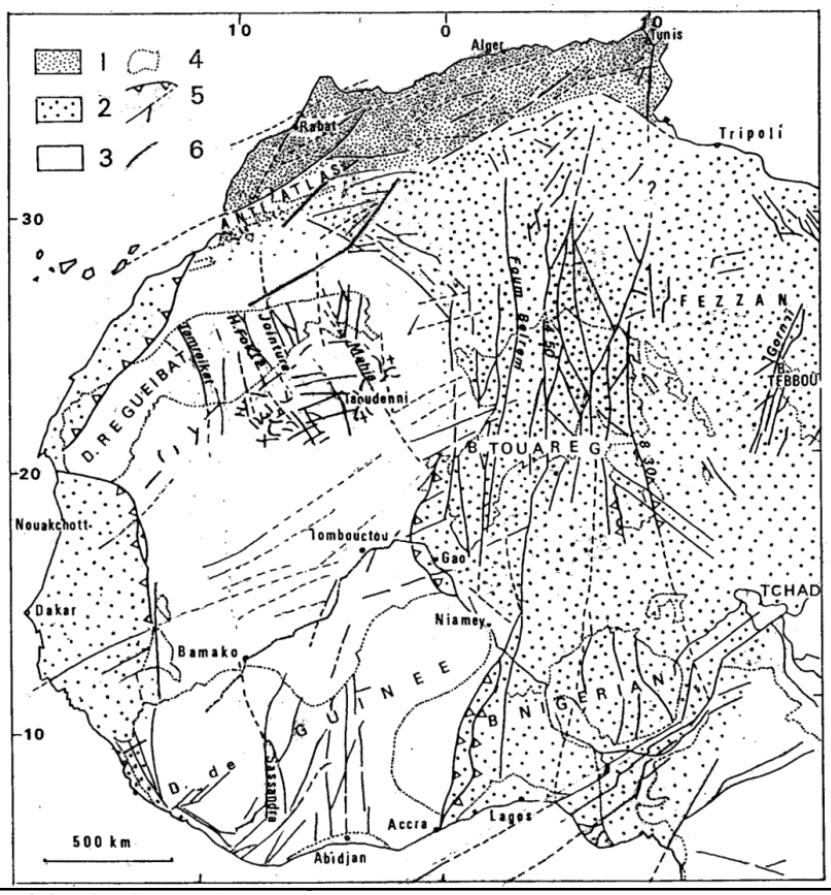
De nombreux indices concernant l'agencement des unités de relief, la répartition des diverses formations récentes, la mise en évidence de failles non signalées jusqu'à présent, permettent de conclure à une évolution tectonique continue jusqu'à nos jours.

III.1.2.2.4. /les phases tectoniques affectant la région d'étude

L'analyse des différentes données disponibles (sismique réflexion, télédétection, géomorphologie et données géologiques) a permis de mettre en évidence la présence d'une tectonique poly-phasique dans la région, d'après (J. Fabre (1925-1976), Aliev., 1972, Bel, F. et Dermagne F., (1966) et Busson, G., (1972) trois grandes phases peuvent être dégagées.

III.1.2.2.4.a/la phase hercynienne: qui définit le système de fracturation fondamentale, de direction de compression N40° et compatible avec les structures NW-SE. Les mouvements de cette phase ont joué un rôle majeur dans structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne.

D'après J. Fabre (1976), la phase hercynienne a façonné les formations du Paléozoïque (Dévonien au Permien) et même les plus anciennes (Cambro-ordoviciennes) en moles et grabens (alternances des mouvements distensifs et compressifs).



1: Domaine alpin: dernières déformations entre le Mésozoïque et l'Actuel.
2: Domaine panafricain, repris par des orogenèses au Paléozoïque.
3: Domaine éburnéen cratonisé au Protérozoïque inférieur.
4: Contour des principaux affleurements de Précambrien.
5: Failles majeures et grandes zones de chevauchements.
6: Quelques grands filons de dolérites jurassiques du Nord de l'Afrique occidentale (on n'a pas pu représenter les champs très importants du Sud-Ouest).

Fig.III.15:les grandes provinces et les grandes fractures au Sahara central et occidental (J.Fabre., (1925)).

III.1.2.2.4.b/les mouvements Méso-Cénozoïques:

D'après Aliev., 1972 la dépression de l'Oued M'ya est le résultat de mouvements compressifs NW-SE et N-S du Mésozoïque et du Cénozoïque ainsi que de la réactivation à partir du Sénonien d'anciens accidents tectoniques hercyniens. Cette dépression a constitué plus tard un milieu favorable pour le dépôt des formations néogènes et quaternaires du bas Sahara.

La répercussion de l'orogenèse atlasique sur la plateforme saharienne est à l'origine de l'apparition de déformations à grand rayon de courbure. Les calcaires crétacés du M'zab sont transformés en antiforme, ceux du Tademaït en cuvette (syncliforme).

Au Sud, l'axe Amguid-El Biod s'effondre pour faire place à un axe synclinal méridien qui se poursuit jusqu'aux Aurès. Des axes secondaires apparaissent un peu partout: citons la ride anticlinale NW-SE de Messad-Touggourt et la ride Sud parallèle passant au Nord de Guerrara. Elle se prolonge vers l'Est par la ride Hassi Messaoud-frontière tunisienne. La ride anticlinale, EW, de Tozeur prolongée vers l'Ouest par plusieurs

branches ; la ride de Sidi Rached et celle de Sidi Khelil dans l'Oued Righ (Bel, F. et Dermagne F., 1966).

Durant le Sénonien et l'Eocène, les failles de direction NE-SO sont réactivées par la phase de compression pyrénéenne et jouent un rôle important. A partir du Miocène basal à nos jours, la sédimentation redevient continentale. La tectonique n'a plus qu'une influence faible sur la structuration de la Plateforme Saharienne Busson, G., (1972).

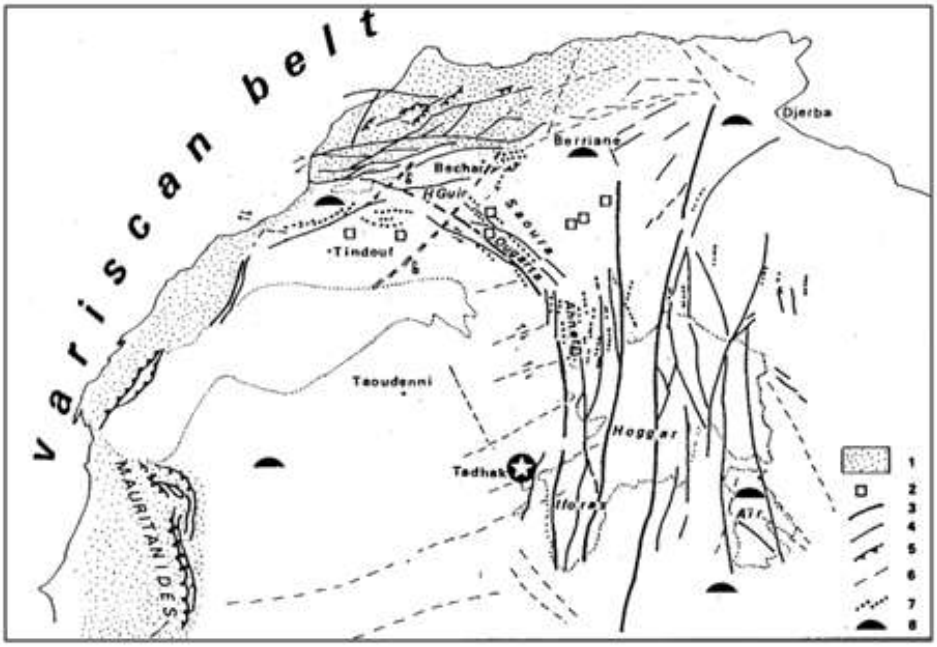
La formation des structures plissées Eocène, sont accompagnées localement par l'ouverture de fossés le long des couloirs de failles décrochantes (Ben Ayed, 1993;Melki et al, 2010; Zouaghi et al, 2010). La contrainte régionale contractionnelle est encore (NW-SE), générer mouvements de décrochement de transpression dextre sur linéaments de tendance N90 et N120 (Fig.III.5 et III.6).

III.1.2.2.4.c/la phase Plio-Quaternaire

Compressive de direction NW-SE a fait rejouer les failles N/S à NE-SW en décrochements sénestres et les failles E-W en décrochements dextres**.** Le rajeunissement de système de failles hercyniennes au cours de Plio-Quaternaire a donné des cuvettes tectonique en pull part dont l'affaissement s'est produit dans les zones de faiblesse. Les failles normales NE-SW restent prédominantes. Cette phase pourrait avoir durée du Messinien à l'actuel (Busson., 1991).

Les directions varient de NE-SW (direction dite (Atlasique)) à N-S. Ces diverses orientations sont considérées par de nombreux auteurs (Burollet, 1981; Jauzein & al., 1981; Ouali, 1984; Ouali et al., 1986; Philip et al., 1981) comme le reflet dans la couverture d'accidents, soit préexistants au niveau du substratum, soit apparus dans la couverture post-triasique au cours de son dépôt.

Les failles présentent dans les coupes géomorphologique sont en normale bien que d'après la géométrie profonde de ces failles bordières sont en flouer ou en rameaux suggèrent une composante décrochante donc ça serait des décrochements senestres car ce sont des failles subméridiennes N-S; distensives ou transtensives (Bedir., M. (2018) (par e-mail)). D'après Haddoum H., (2017) (par e-mail et consultation oral) la cuvette d'Ouargla et ses environs corresponde (Oued M'ya) à un mini bassin d'effondrement NNE-SSO, limité par des failles cachées, qui permettent probablement la remontée des solutions salines du Trias sous-jacent. Une partie du sel des sebkhas provient du Trias en profondeur. Il n'est pas interdit d'avoir du diapirisme à cet endroit, le Trias est sûrement remobilisé, car apparemment la tectonique est très récente (Pliocène). De plus, il peut être que ce linéament se prolonge dans le Hoggar, donc faille précambrienne, rencontre dans la région de Ouargla (Fig.III.16) (Touggourt) comme les linéaments (failles) (8°30 ou le 7°30 du Hoggar).



1: extension de la chaîne.
2: points où des paragenèses d'anchizone contemporaines ont été observées.
3 et 4: grandes fractures.
5: chevauchements.
6: failles détectées en subsurface par géophysique.
7: plis dans la couverture de plate-forme.
8: bombements contemporains.
Etoile: complexe alcalin du Tadhak d'âge Permien à Mésozoïque inférieur.
Tirets en double trait:grands dykes de dolérite de Ksi Ksou et de Foum Zguid d'âge Mésozoïque inférieur.

Fig.III.16.: Le Sahara occidental et central par rapport au rameau africain de l'orogenèse varsique (J.Fabre., 1925)

III.1.2.2.5./Les preuves des rôles des linéaments et fractures dans le mécanisme des fonctionnements passés et actuels des sebkhas dans la région d'Ouargla:

D'après Ballais J.L., (2010) il existe bien une vallée façonnée par l'Oued M'ya dans le Tademaït, mais elle disparaît dès la latitude de Ouargla où elle est remplacée par une dépression irrégulière, très probablement structurale comme celle de l'oued Rhir (Ballais J.L., 2010). La crête saillante de cette grande ligne de relief est fort dentelée, et les flancs abrupts de la falaise se trouvent coupés par un réseau de ravins, dirigés vers l'Est, entaillant ensuite le bas plateau (fig.III.8 et III.20). Ces réseaux hydrographiques s'organisent en couloires S–N et E-W et présentent des ordres décroissant d'Ouest en Est suivant des lignes d'escarpement, laisse pensé que le plateau semble avoir subi des dégradations d'un ordre plus général, et les terrains crétacés doivent y être souvent masqués par des terrains d'atterrissement, par exemple, dans la dépression située immédiatement au Sud-Est du plateau (Fig. II.11**,** III.14 et III.20).

En effet, l'analyse détaillée des images satellites a permis d'une part de dessiner un système complexe de linéaments et d'autre part de fournir des

renseignements complémentaires pour comprendre, définir le cadre structural de notre région et l'établissement de la carte morpho-tectonique ' **(**Fig. III.17).

L'analyse de la carte morpho-tectonique a permis de noter les observations suivantes : La cinématique nette (décrochement sénestre), est relevée grâce aux déformations géologiques globale et régionale accompagnant ces Linéaments (Fig.III.22). Au-delà du Hoggar, au Sud-Est, c'est toute une série de linéaments de même direction qui sont marquées et qui constituerait le prolongement d'un grand linéament tectonique principale vers le l'Atlas Saharien (H. Haddoum., (communication oral 2016)).

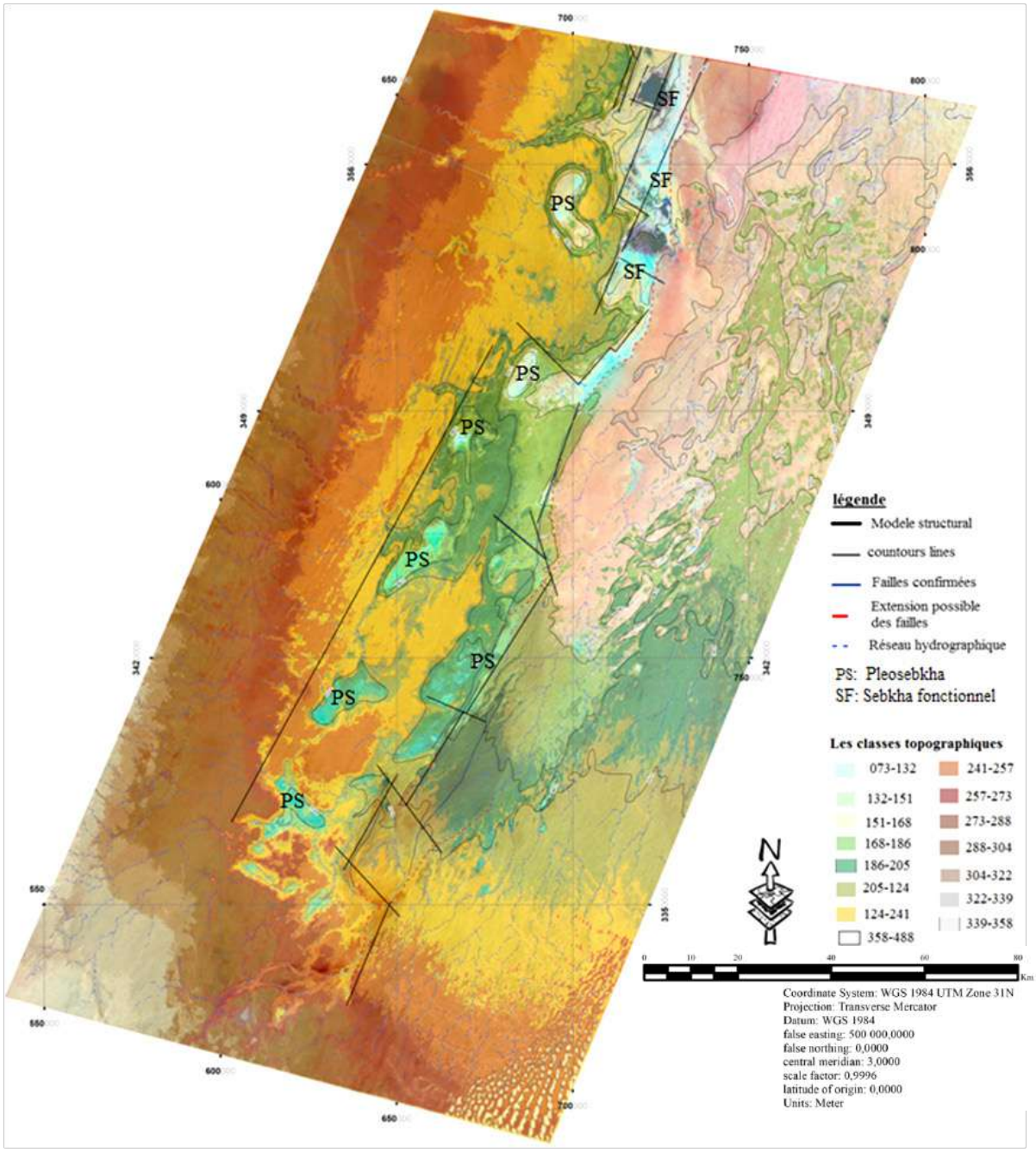


Fig.III.17: Carte morpho-tectonique de la cuvette de Ouargla et ses environs

Les résultats des traitements de l'image satellite, comparés aux résultats des données géologiques et de surface réalisée dans ce secteur, ont prouvé l'existence de deux familles principales de linéaments NE-SW et NW-SE

III.1.2.2.5.a/les preuves géologique et sismiques:

Les données sismiques disponibles pour la région sont des sections sismiques réalisées dans le cadre de la rechercher pétrolière (les rapports de la Sonatrach division production et division exploration).

Ces sections sont interprétées pour la reconnaissance des objectifs pétroliers profonds (Trias salifère). A cause de manque de ce type de données on a repris et réinterprété ces sections pour repérer les accidents profondes qui arrivent en surface et les failles et fractures superficielles (Fig.III.18 et III.19).

La première des choses à repérer est les réflecteurs ayant les grands contrastes d'impédance acoustique, ils se montrent discontinus, disloqués, inclinés ou déclinés, coupés dans les points de variations latérale.

Les terminaisons des réflecteurs sismiques peuvent se présenter entoplap dessinent des formes lenticulaires entrecoupées.

Les profils sismiques de la figure III.18, rendent compte des failles principales qui ont contrôlé à la structuration de la structure globale de la cuvette de Ouargla. L'un de ces profils (Fig.III.18) traverse le Sud-Est du bassin. II recoupe les failles Est-Ouest qui marque la limite sud des sebkhas et les accidents NE-SW qui constitue sa limite Est. Ces accidents sont matérialisés par une série de failles normales (Fig.III.17 et III.20) qui parvenaient les niveaux de Mio-Pliocène (Fig.III.17**)**. L'accident admet, en surface, un rejet vertical d'environ 50m (estimer sur log de sondage) rapport Sonatrach (Bkhc-1 bloc 438c 2016).

A l'Ouest, le flanc effondré est limité par un linéament à compsante décrochante-normale, entre les deux failles Est et Ouest, et à cause du rejet plus important de l'accident Ouest, la surface subsidante est incliné vers l'Ouest.

En surface ces failles profondes sont matérialisées par des linéaments qui apparaitre clairement sur les images satellites de la région (Fig.III.17**)**, d'autres failles sont déjà repérer des G.Busson dans son carte géologique des bassins mésozoïques (1957-1965)**.**

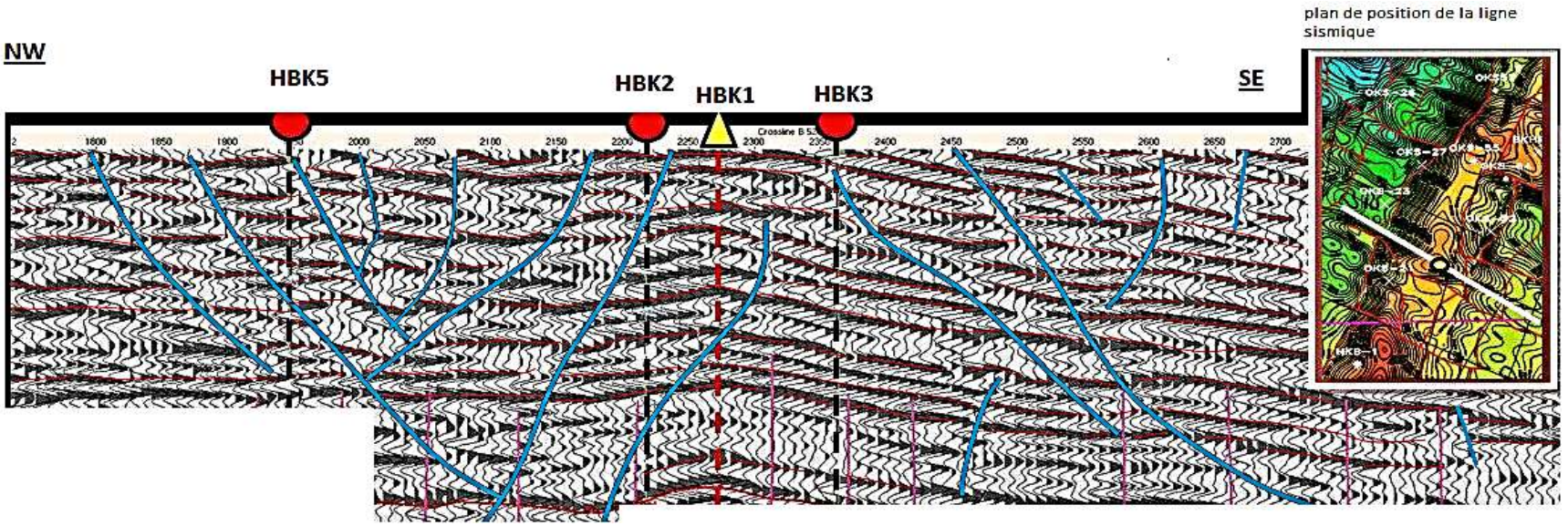
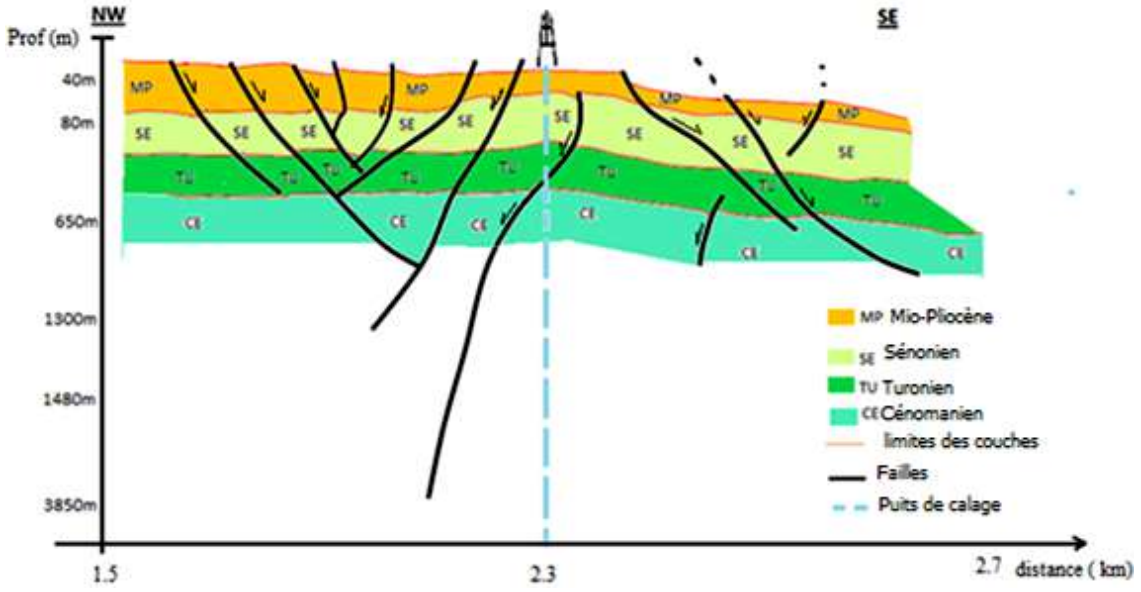


Fig.III.18: Réinterprétation d'une section sismique dans la région d'étude (Sonatrach région de Haoud Berkaoui 2016, Modifie par nos soins).

Fig.III.19: interprétation géologique de la section sismique .



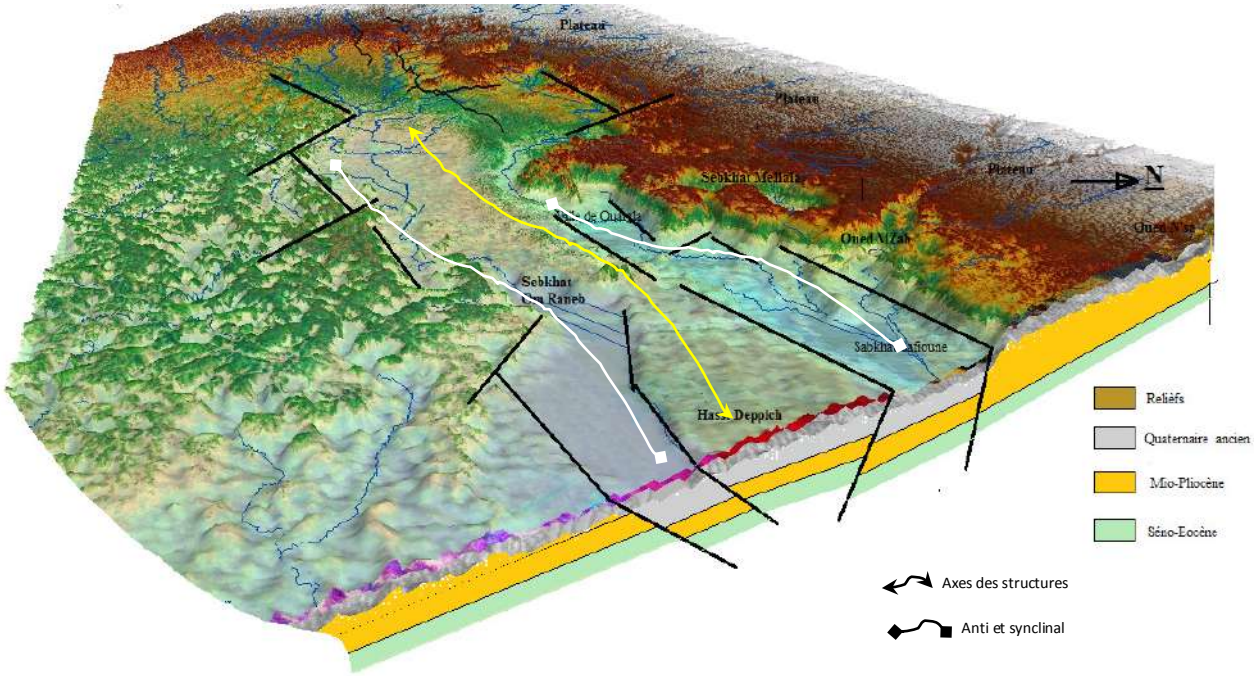


Fig.III.20:coupe géologique 3D avec axes des éléments structuraux (schématiques).

III.1.2.2.5.b/alignement des sebkhas dans la région

Dans la partie sud –Ouest du bas Sahara, la région de Oued M'ya forme une dépression complexe qui prolonge le synclinal du Tademait et met le Tidikelt et le Gourrara en communication avec la région des chotts (G. Aumassip., & al 1972).

La cuvette de Ouargla avec une profonde d'environ cinquante mètres, a été excavée dans les formations géologiques continentales d'âge Mio-plio-Quaternaire forment à L'Ouest une ligne de plateau assez strictement rectiligne, d'orientation NNE-SSW et s'aperçois plus plaine et plus attaquées (Fig.III.20 et III.22).

Deux lignes parallèles de sebkhas suivant la même direction (NNE-SSW) se distinguent aisément dans la dépression sur image satellite et MNT, l'un est matérialisé par l'Oued M'ya, et distant du plateau d'une dizaine de kilomètres, occupe l'axe de la dépression.

Sur cette ligne s'installer les sebkhas d'Om Raneb, Sebkha d'Ouargla, Chotts et d'autre sebkhas plus au sud. Géologiquement cette ligne de sebkhas se matérialiser par l'une des linéaments (la faille Est) principales dans la région.

L'autre linge s'édifie au pied du relief du plateau sur laquelle s'installent plusieurs sebkhas (Sebkhat Elhedjira, Sebkhat Safioune, Sebkhat N'goussa, Sebkhat sidi Khouiled, Sebkhat Mellala et d'autres sebkhas au sud (fig.III.21) géologiquement cette alignement peut être expliquée par un autre linéament (Faille) important et principal dans l'identification de structure de la cuvette de Ouargla et mal visible vers le sud à partir de Hassi Berkane (Fig.III.1). L'organisation des sebkhas en deux axes nets et parallèle d'orientation NNE-SSW laisse penser à une origine structurale et tectonique de leur disposition et le rôle d'éventuels accidents sur les flux d'eau entre les nappes profonde du CI, CT et les eaux des sebkhas ouverts.

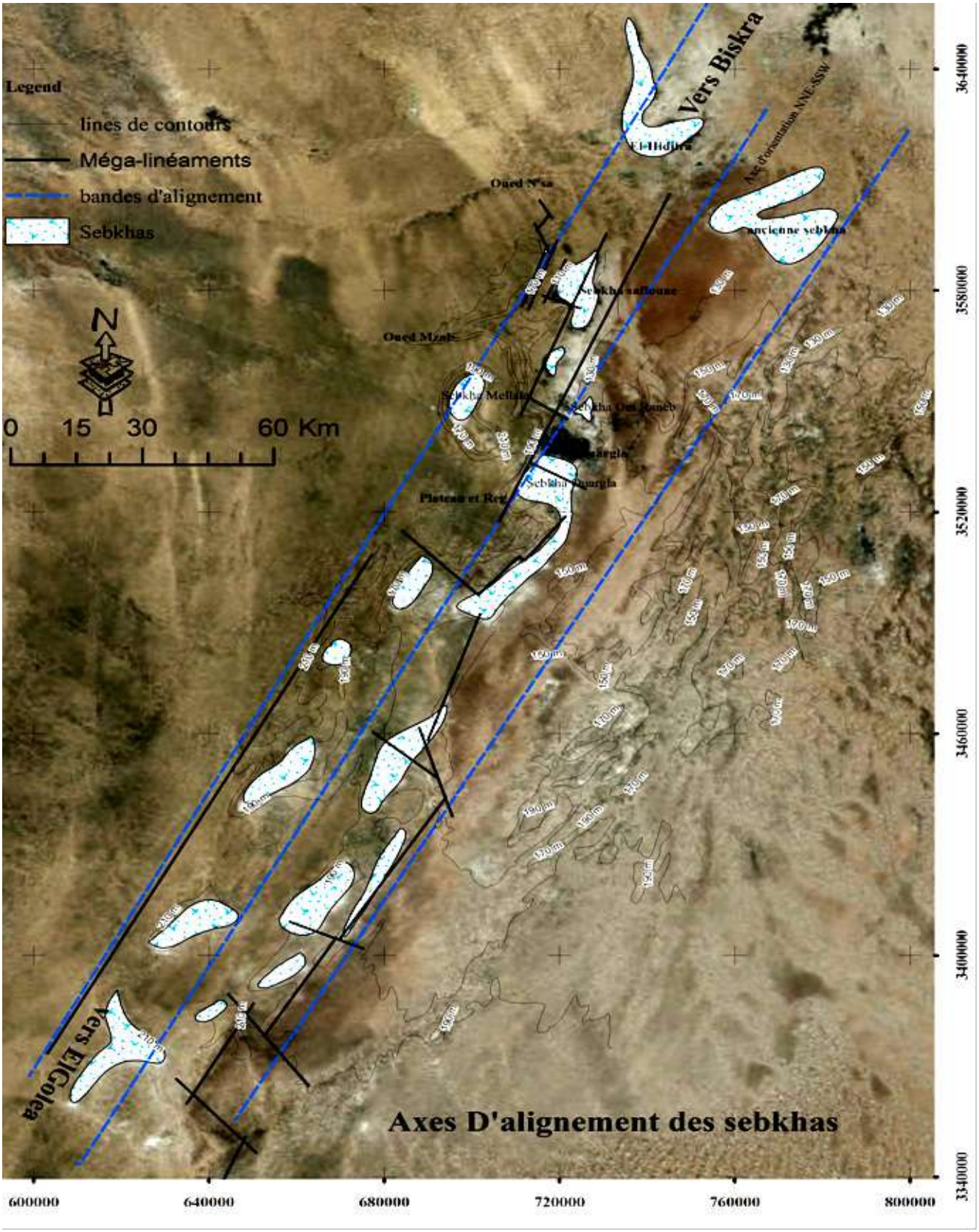


Fig.III.21: vue d'ensemble des sebkhas et leur alignement suivant un couloir NNE-SSW.

III.1.2.2.5.c/le bassin de Sebkhat Safioune

La sebkha est un petit bassin versant sous forme d'un couloir rectangulaire orienté NE-SW. Au Nord, la sebkha est largement ouverte sur l'embouchure d'Oued N'sa l'affluent principal après l'Oued M'zab.

La sebkha, en position Nord par rapport à la cuvette d'Ouargla, est un parallélogramme orienté N45 à N60, ayant une superficie de 7300 ha. La morphologie en couloir losangique est bien exprimée dans la topographie ; par la falaise structurale abrupte qui limite la sebkha à l'Ouest et par une plaine moins élevée et beaucoup plus diffuse à l'Est (fig.III.8). La forme générale de l'ensemble sebkha-bassin versant est une dépression synclinale sigmoïde d'orientation N45 à N60. En effet, elle a probablement le résultat d'un mouvement décrochant sénestre au niveau de la ligne N'Goussa -Hassi debiche et Oglet Larbaa-Hassi Likhfif et se prolongeant vers le Nord-Ouest. (fig.III.14, III.17 et III.21).Cette morphologie sigmoïde localisée apparaitre au niveau globale par une dissymétrie Est-Ouest de la cuvette d'Ouargla.

D'après Aumassip et al (1972) la cuvette de Ouargla dans son ensemble présente une dissymétrie assez claire. Cependant, il apparaît clairement que le plateau à l'Ouest de Ouargla, vers 200-220m d'altitude et qui forme l'extrémité Sud-Est de la dorsale du M'Zab, domine, par un talus de 60-80 m, orienté Nord-Sud, la dépression de Ouargla, développée dans les sables et argiles Mio-Plio-Quaternaire discordants. Un tel talus, régulier, ne peut avoir qu'une origine structurale que les recherches pétrolières, comme pour l'oued Rhir, ont dû mettre en évidence (Ballais J.L., 2010). Plus probablement, il s'agit, comme plus au Nord, d'une obliquité de faille. En fait, la forme géomorphologique de la sebkha de Safioune résulte de sa position entre les deux linéaments principaux (failles) qui bordent le bassin:

La falaise qui limite la sebkha à l'Est correspond au miroir de la faille décrochante dextre de direction N 45. Ce méga-linéament est représenté par une série de linéaments moins importants sub-parallèles, visibles en surface du plateau à l'Ouest de sebkha (Fig.III.14 et III.21 et III.22). Certaines de ces linéaments affectent la série miocène, d'autres atteignent les grès et calcaires gréseux sus-jacents du plateau et discordants sur les grès miocènes. La majeure partie de la fracturation a une orientation N 45-60 qui coïncide avec la direction de principaux linéaments et l'orientation principale des éléments structuraux dans la région (plateaux, dépression, réseaux hydrographique et sebkhas). Le reste de la fracturation est dirigé N 275 et N 290. L'effondrement de panneaux successifs en escaliers vers l'Est est le résultat probable du jeu normal des failles. Le panneau principal, le plus occidental, constitue le fond du bassin où prend place la sebkha de Safioune.

La limite Est de la sebkha de Safioune est souligné par un autre méga-linéament Est (faille), exprimée sur la topographie par une ligne de dune de sable gypseux blanchâtre de direction N50 à N60 et la dispersion brutale de la sebkha (Fig.III.14). Au voisinage de ce méga-linéament Est (faille), les niveaux du Quaternaire ancien, représentés par une spacieuse surface de gravier siliceux (terrasses) sur le Pliocène continental, le Pliocène marin et le Miocène érodé. La fragmentation des bordures de la sebkha en falaises rectilignes et raides est probablement due à système de

linéaments (failles) conjuguées se recoupant et lui donnant sa forme de losange. Les déformations qui affectent parfois le Mio-Pliocène (El Hadjira) sont rapportées au Quaternaire ancien, au Villafranchien pour la phase majeure (Roland G., (1980)).

III.1.2.2.6/Modèle structural et cinématique de la cuvette de Ouargla et ses environs

La cuvette est très accidenté, les failles sont de deux directions principales ; NE-SW, voire NNW-SSE et NW-SE. D'après le modèle de Riedel (1929), ces deux directions paraissent associées, l'une (NW-SE) combinée à des décrochements dextre, caractérise une tectonique en transpression (Fig.III.22).

L'autre de direction, NE-SW associée à des décrochements senestres, serait engendrée par une tectonique en transtension, Celle-là même est responsable de l'ouverture du bassin où se déposent en premier des sédiments continentaux provenant d'une érosion intense des reliefs avoisinants.

Evaluation de la subsidence peuvent être accomplir par rapportant aux anciennes couches, comme celles du grès de Mio-Pliocène dont le dénivelé d'altitudes est très important, entre les couches au sommet du plateau (270m) et celles du piémont (110m) avec un dénivelé est de l'ordre d'une centaine de mètres, Cette valeur représente le taux d'enfoncement du bassin par rapport à ces périphéries.

La dynamique saisie dans la sebkha de Safioune s'association à celle de tout le bassin d'Oued M'ya, elle est actuellement en régime transpressif subsidant (Fig.III.23).

L'étude structurale, géophysique et stratigraphique permettent de proposer un schéma structural du notre secteur d'étude: le couloir de cuvette d'Ouargla de direction NE-SW est formé une série de bassins synclinal orientée NE-SW et NNE-SSW limité au Nord et Nord-Est par un monoclinal formé par le plongement du Mio-pliocène de vers le Nord (Fig. I.4). Cette structure monoclinale est limitée à L'Est le longue d'une trentaine de kilomètres par une un linéament (faille) orienté N45 à N50, suivie sur toute la longueur visible du monoclinal et effondre la partie orientale de la structure. Les linéaments (failles), visible sur l'image satellite de la région sont reconnue grâce à des profils de résistivité (Fig. VI.7, 8, 10 et 12) et des profils sismique réalisés dans la région. L'analyse de la fracturation découlant de données géo-spatiales (image satellite et données SRTM) (Fig.III.5) a montré une organisation en losanges due à deux systèmes de linéaments (failles décrochements) essentiels conjugués, de directions E-W dextres et NE-SW, NNE-SSW à N-S sénestres(Fig.III.22).

III.1.2.2.7/Model structural et cinématique géologique global de cuvette de Ouargla et ses périphéries -les bassins de zones transformantes.

Les bassins des zones transformantes, encore désignés sous le terme de « pull-appart basin» se forment le rang de grands accidents coulissants au voisinage d'irrégularités mécaniques préexistantes. Les contraintes en transgression succèdent souvent aux forces de transtension (Fig.III.23).

Ils se présentent comme des dépressions allongées de forme losangique ou triangulaire avec un rapport longueur-largeur compris entre 3 et 4, ils sont souvent

bordés de horst assimilables à des « Rides de pression » et entrecoupés d'un réseau d faibles et de plis en échelon, comme les bassins californiens, leur surface est généralement limitée, mais leur profondeur peut être importante. Ils apparaissent fréquemment situation tardi-organiques et peuvent être rapidement affectés de plissement intenses. La sédimentation y est rapide et puissante atteignant 500m par million d'années, pendant une période relativement courte. Comme dans les rifts, le milieu de dépôt peut au début s'y montrer profond par différence relative de la subsidence et des apparts ; les flux thermiques présentent souvent des valeurs supérieures à la moyenne.

Les bassins associés à des zones où les blocs de terrains coulissent le long de failles transformantes (Fig.III.22 et Fig.III.23) ces bassins s'ouvrent suite à des changements dans la direction de failles décrochantes ou à la présence de zones de relais. Les sédiments sont continentaux et le volcanisme est rare (exemple: bassin de la mer Morte).

La structure en losanges (bassin en pull appart) (Fig.III.22 et III.23), très fréquent, visible dans des cas similaire notamment dans le sud Tunisien permet de simuler et reconstituer l'histoire géologique des sebkhas dans notre région d'étude. La présente partie porte sur la géodynamique de l'ensemble de la plate-forme saharienne et de bassin de Oued M'ya au Quaternaire, elle s'intéresse plus particulièrement aux sebkhas de la cuvette de Ouargla. Par une analyse morpho-structurale et des données sismique nous essayerons de dégager les caractéristiques structurales et tectoniques et nous montrent le rôle de la néotectonique dans la genèse de la cuvette de Ouargla dans laquelle des sebkhas se sont individualisées.

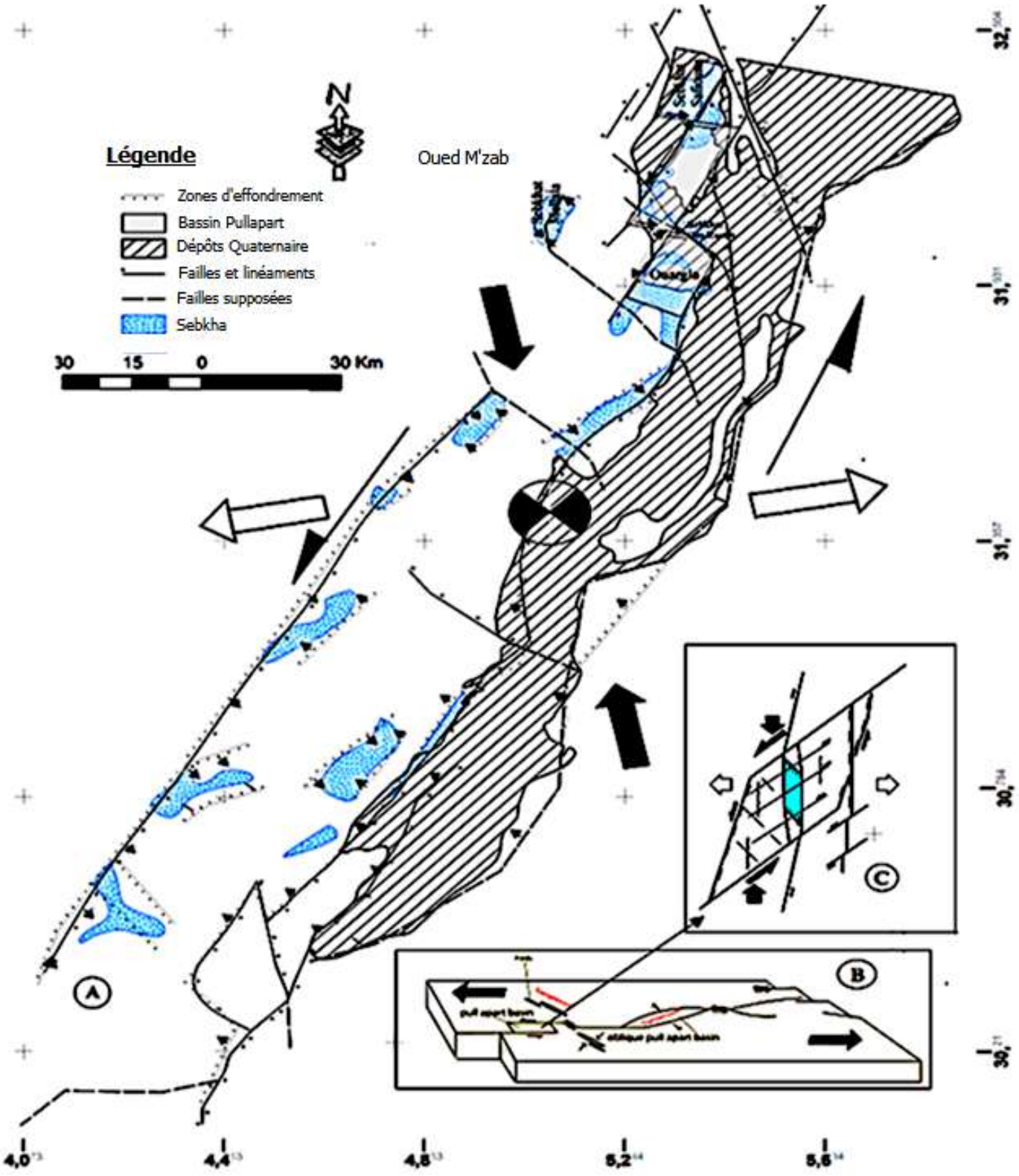


Fig.III.22: Modèle structural et cinématique de la région d'Oued M' ya

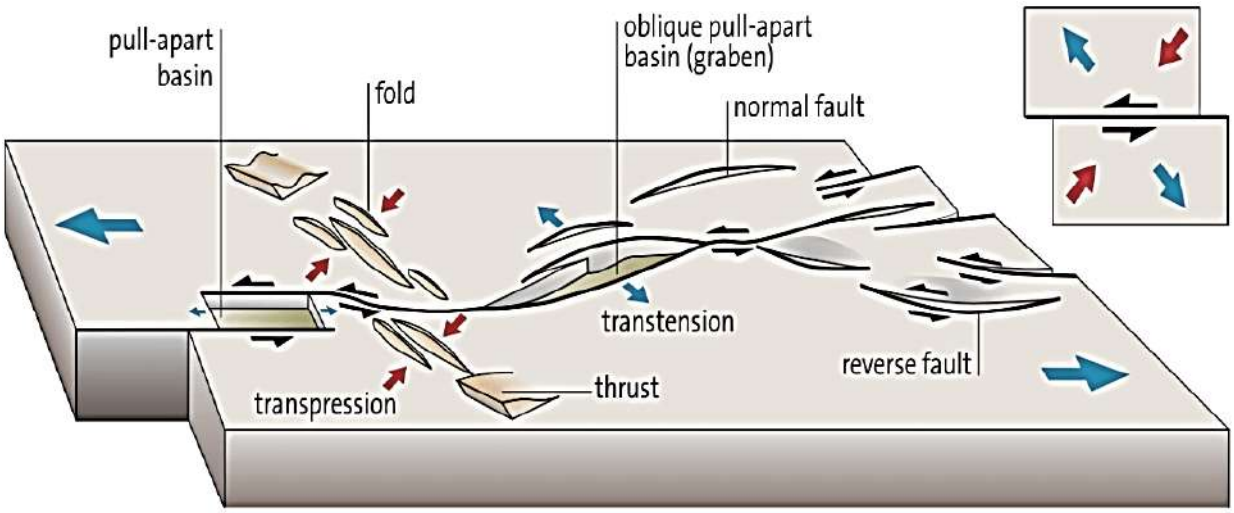


Fig.III.23: Modèle structural et cinématique théorique des bassins en Pull Appart (Wolfgang Frisch et al. 2011).

Des failles transformantes comme le San Andreas sont responsables du développement d'une multitude de structures complexes avec une géométrie variable sur le paysage. La transtension, où le mouvement de décrochage est sous tension, peut produire des bassins d'effondrement à affaissement rapide alimentés par des sédiments des hautes terres (c'est-à-dire. Le bassin de Los Angeles) (Fig.III.23) ; la transpression, produisant une compression, peut entraîner des failles inverses et des plis dans les blocs crustaux adjacents (Wolfgang Frisch et al. 2011).

Conclusion:

Les conclusions sur la reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région (G. Busson, 1957, Aumassip, 1972, Guendouz, 1990, Gibert E., (1990)) ont fait ressortir deux faits importants sur la partie Nord-Ouest:
De fortes perturbations affectent la stratigraphie de la région. Il existe des formations, lenticulaires locales de sables, des niveaux gypseux argileux, qui peuvent être confondues avec des formations sableux argileux et sableux carbonatées. Cette configuration exprimée par des importantes variations latérales de faciès et les nombreuses lacunes locales affectant l'ensemble bassin.

Les formations de la nappe phréatique d'âge Quaternaire ont tendance à s'amincir voire disparaître d'Ouest en Est. Ce bassin est caractérisé des fracturations et fissures jouant un rôle rationnel dans la formation de la nappe superficielle dans la région. Cette situation est le résultat direct de la tectonique poly-phasique contribuant à la structuration actuelle de la cuvette de Ouargla.

CHAPITRE IV:ETUDE DE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE QUATERNAIRE DE LA CUVETTE DE OUARGLA

IV.1/Le Quaternaire des régions sahariennes

Le Quaternaire saharien se caractérise par des formations meubles et discontinues. En général la tectonique n'a eu que peu d'effets, excepté la surrection de la Dorsale saharienne. Au cours du Quaternaire la géomorphologie et la sédimentologie font état d'une aridification de plus en plus prononcée (Aumassip et al., 1972). Une croûte de grés conglomératique à ciment siliceux forme la surface "cette période, d'abord nettement sub-aride atténuée, correspond vraisemblablement au Plio-Villafranchien" (Aumassip et al., 1972; Rouvilois-Brigol, 1975). C'est une phase tectonique légère qui détermine des reprises d'érosion locales suivies de dépôts évaporitiques puis calcaires (Aumassip et al., 1972).

Au Pléistocène inférieur, le paysage actuel se met en place, dès alors les formations majeures se limitent à des glacis, terrasses, ergs et remblaiements. L'holocène se réduit à une terrasse dans la vallée de région, les zones rocheuses et leur périphérie et à des dépôts éoliens dont les caractéristiques varient au cours du temps (Aumassip et Ferhat., 2002).

Au villafranchien supérieur le réseau hydrographique endoréique s'oriente vers des zones basses et légèrement subsidentes, le Touat et le bas Ahnet dans cette dernière zone, le développement de grands lacs à Cardium et Ostracodes indique un climat tropical tandis qu'au Sahara Nord-Occidental les croutes calcaire, les écoulements torrentiels suggèrent un milieu plus aride de type méditerranéen (Fabre, J 1974,1976 ; Gibert, 1984 ; Rognon, 1989). L'empâtement gypso-calcaire du glacis le plus élevé traduit, ensuite, une diminution des précipitations et une évolution vers un climat subaride (Aumassip et al., 1972).

Au pléistocène moyen une première phase de désertification s'installe voit l'édification des grande ergs de Sahara. Au pléistocène supérieur et suite à une phase humide les conditions redevenaient arides et provoquent l'ébauche de l'erg Chech.

Dans son étude détaillée des sédiments lacustres du paléo-lac de Mellala près d'Ouargla, E.Gilbert (1984) a distinguée des phases humides autours de 13000 (B.P).

L'Holocène, depuis 10 000 ans environ nous vivons une dernière période aride. Autre évènements, se reforme le Grand Erg Occidental, et la plupart des grand massifs dunaires que nous connaissons (Fabre, 1976; Coué-Gaussen, 1991).

IV.2/Les affleurements

A l'exception de d'une fenêtre sur le Sénonien Eocène au sud de Ouargla, dans notre région d'étude, seuls les terrains du Mio-Pliocène affleurent, ils sont recouverts par endroit une faible couche de dépôts quaternaires (dépôt de sebkha, Ergs et Dunes de sable) (Fig. II.11et Fig. IV.1).

Le plateau Ouest est constitué de formations d'origine fluvio-lacustre se caractérisent par une grande variabilité de leurs facies, vers le haut des falaises, séparées par une discordance angulaire ou de ravinement d'une autre série gréseuse peu épaisse ou d'un banc d'évaporites riche en gales mous et étendu à tout le plateau Ouest (Fig. IV.1).

On observe ensuite un passage progressif à une formation généralisée calcaro-gréseuse rose à noyaux foncés qui donne à la surface du plateau une couleur sombre très prononcée.

Le plateau Ouest de Ouargla ne présente pas un aspect tabulaire bien visible à l'exception de la couche sommitale calcaro-gréseuse, il s'agit falaise structurale dégradée par un réseau hydrographique très complexe (Fig. IV.1).

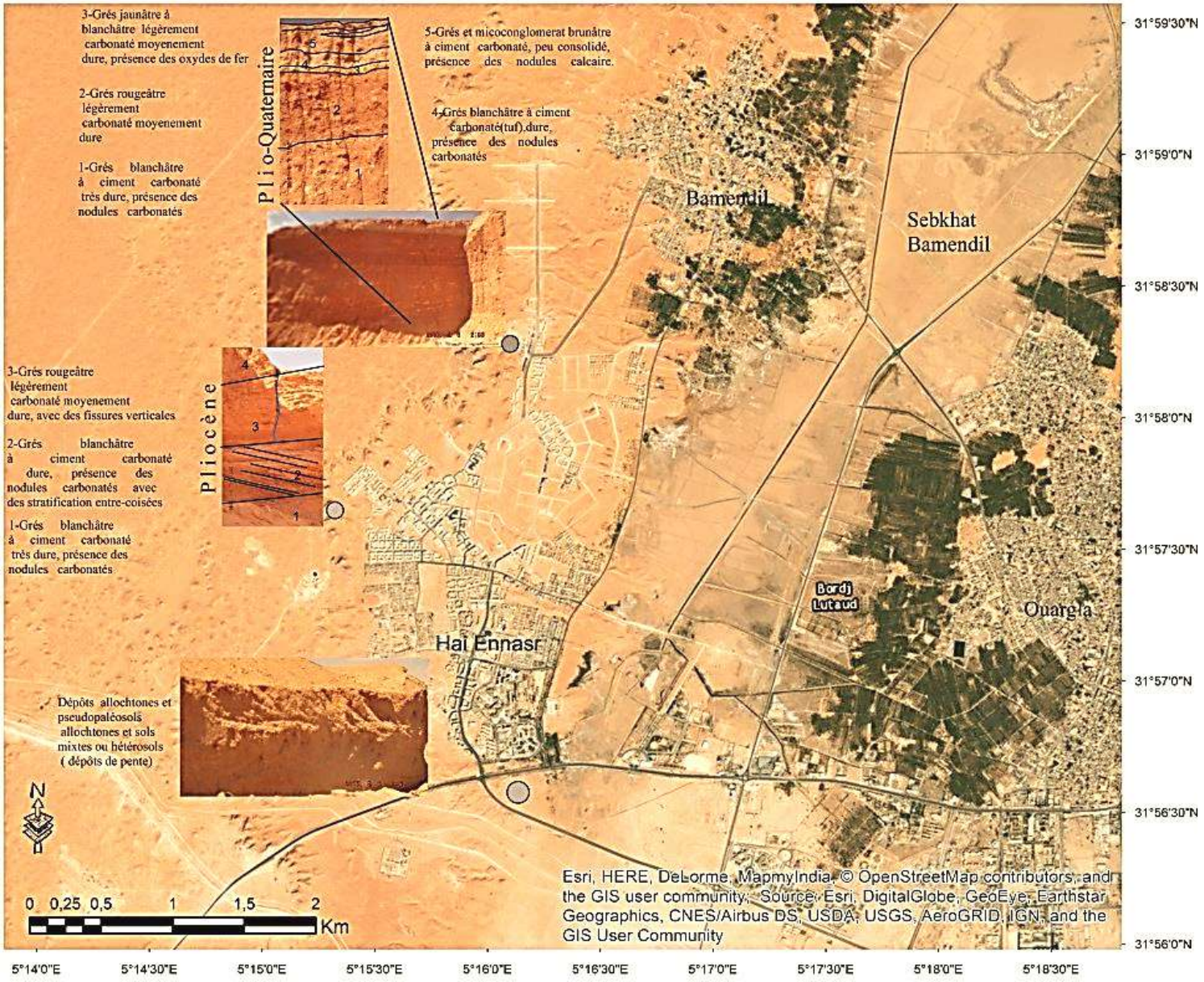


Fig. IV.1 : Colonnes stratigraphique des affleurements de Mio-Pliocène

IV.3/Les données géophysiques: les sondages électriques verticales

La recherche et l'exploitation des ressources hydrauliques souterraines dans une formation géologique donnée sont étroitement liées à la connaissance de la nature géologique des sédiments et leur extension aussi bien horizontale ou verticale (épaisseur). Entre 1988 et 1992 une compagne géo-électrique a été réalisée par l'entreprise national de Géophysique (ENAGEO) envie d'examiner les caractéristiques physico-chimique et géologiques de la nappe libres dans la région de Ouargla.

IV.3.1/dispositif de l'acquisition des données géophysiques

La méthode électrique avec les dispositifs quadripôles rectilignes (ABMN) de Schlumberger a été adoptée. Les sondages électriques ont été disposés Est – Oues espacés de 4Km et distants de 2Km. Les objectifs de cette étude concernent :

- L'identification de la nature des réservoirs superficiels et profonds à travers leurs caractéristiques électriques ;
- La définition des structures allochtones sous le recouvrement Mio-Plio-Quaternaire et étudier l'extension des masses de trias en profondeur et en surface commandant la salinité des nappes ;
- La localisation des zones d'intérêt hydrogéologique ;
- Et enfin, la proposition des points d'implantation de forages pour d'éventuelles exploitations. Pour bien comprendre et interpréter les données réalisées il faut bien comprendre le dispositif adopté pour l'acquisition des profils de résistivité.

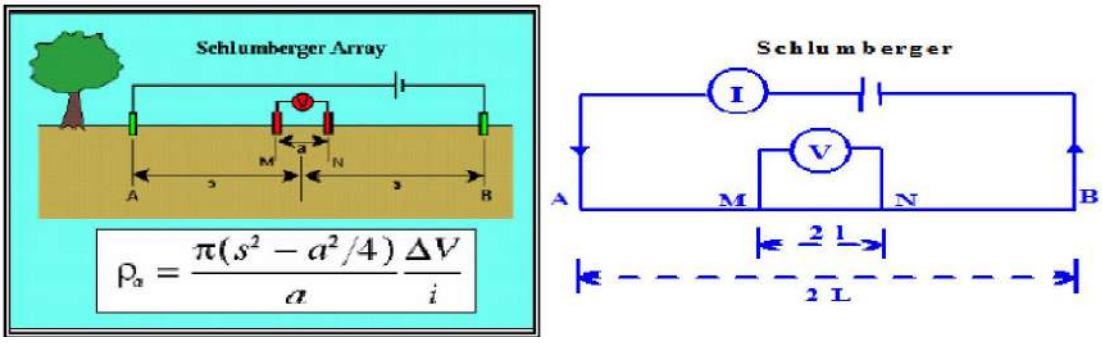


Fig. IV.2: VES sondage géo-électrique et dispositif de Schlumberger.

Dans cette l'étude, le dispositif (quadripôle Schlumberger centré) a été construites avec AB = 100, 200, 300 et 400 m. Le choix d'un tel espacement dépend de la variabilité entre eux. Ces coupes reflétaient les variations verticales et latérales de la résistivité électrique à une profondeur d'environ 25, 50, 75 et 100 m, respectivement.

La résistivité de la roche dépend d'un certain nombre de facteurs tels que la quantité d'eau présente dans les fractures (fracturation et le degré de saturation), l'altération, le taux de salinité la porosité, la (Yusuf *et al.*, 2011). La pénétration maximale en profondeur de cette méthode (AMNB) est de 1/3 à 1/4 de la distance maximale des électrodes de courant (Frohlich et al., 1996).

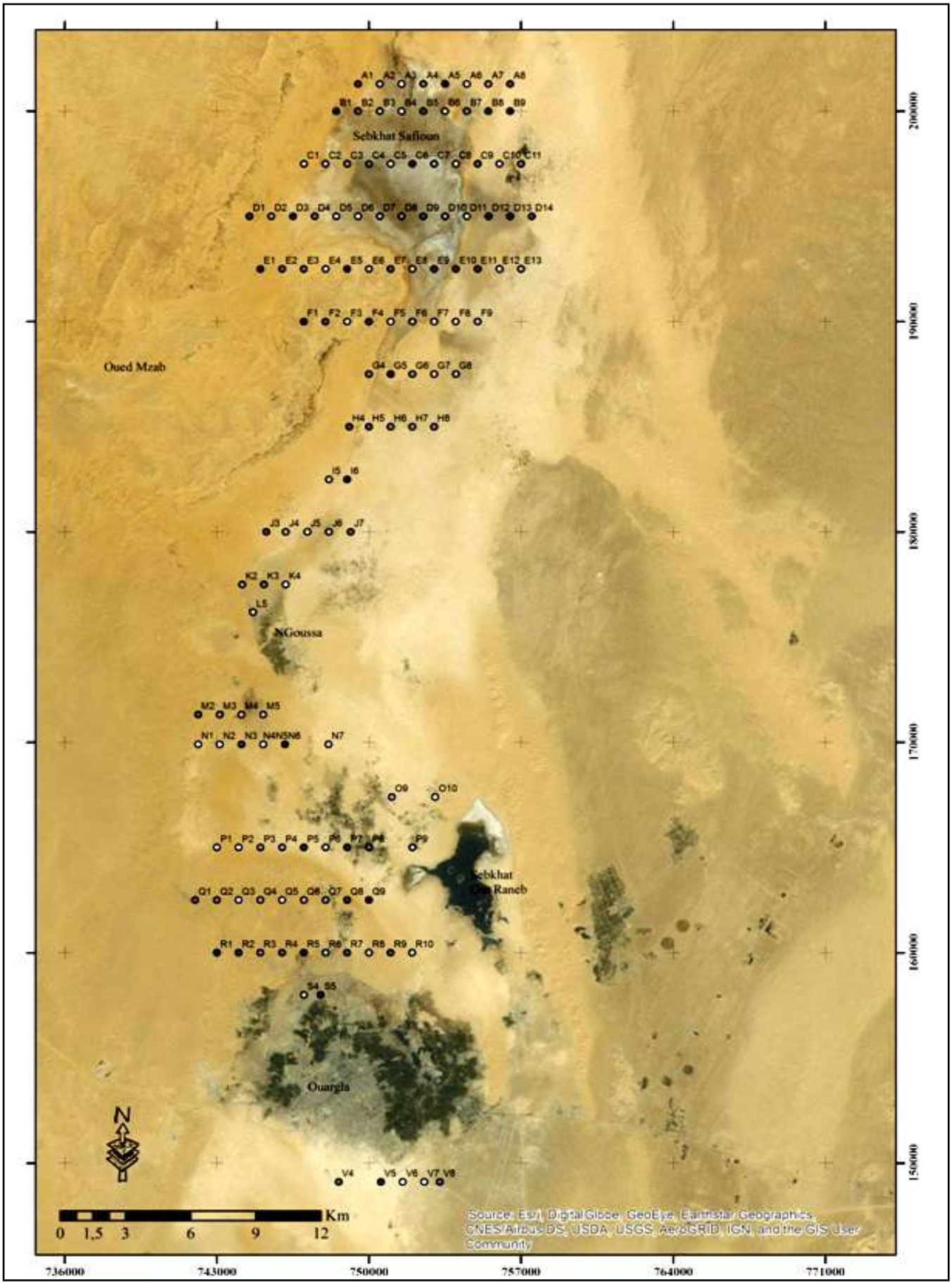


Fig. IV.3: Plan de position des profils électriques

La zone d'étude est traversé par quinze (15) coupes géoélectriques qui sont (A,B,C,D,…V), disposés suivant une direction Est - Ouest. Ces coupes ont été effectuées à l'échelle horizontale au 1/20.000 et à l'échelle verticale 1/10.000.
L'étude de ces coupes géo-électriques a mis en évidence quelques grands accidents ou se traduisant généralement par des linéaments en surface.

IV.3.2/Interprétation de la carte iso-résistivités :

Pour étudier la géométrie de l'aquifère superficiel de Mio-Pliocène, nous avons établis la carte de la variation latérale de la résistivité. (Fig. IV.4). A partir des données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain, nous avons établir la carte iso-résistivité pour des valeurs AB= 100m dans le but de montrer la variation spatial et latérale de la résistivité pour différentes profondeurs d'investigation.

- **Carte en AB= 100m:**

Cette carte présente la variation latérale de résistivité pour des profondeurs de 25m. Dans cette carte on peut observer trois zones SI, SII et SII.

La zone SI : globalement elle est située au Nord de N'Goussa et présente des terrains caractérisés par des résistivités très faibles allant de 0.2 à 5 Ohm.m ces faibles résistivités seraient dues à la salinité élevée des eaux de Mio-Pliocène. On remarque la présence d'une petite plage de moyen résistivité au sud de N'Goussa, au voisinage de sebkhat Om-Raneb. Dans le côté Ouest de cette petite plage existe une zone symétrique de très forte résistivité au niveau de Bour-ElHaicha.

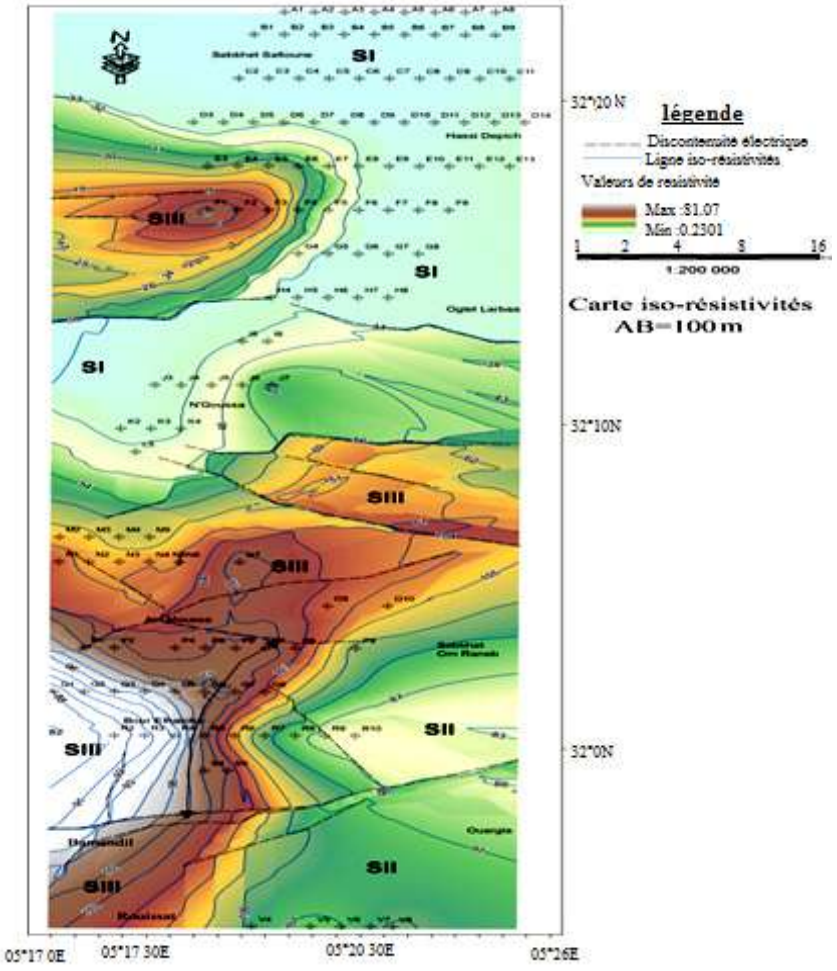


Fig. IV.4: Carte d'isorésistivité avec AB=100m

La zone SII: située au centre et au Sud-Est de la zone d'étude et présente des terrains de résistivité moyenne allant de 20 à 50 Ohm.m et corresponde au zone de pente et aux reliefs de moyen topographie.

La zone SIII: située au sud de zone d'étude et caractérisée par une résistivité très forte allant de 50 à 180Ohm.m elle corresponde aux régions de Bour Elhaicha, Bamendil et Rouissat. En général cette carte montre la variabilité de la résistivité de la couche en fonction de leurs épaisseur, compostions et des caractéristiques de fluides qu'ils renferment. A partir de cette carte, on remarque le centre et le Nord-Est, est caractérisé par des terrains de faible à très faible résistivité allant de (0.5 à 1Ohm .m). Ces faibles résistivités seraient dues à la minéralisation élevée des eaux de la nappe superficielle qui se concentraient au niveau de sebkhatSafioune et d'autres zones basses d'accumulation des eaux.D'après NEZLI., I.E. (2009) les conditions climatiques et hydrogéologiques défavorables, constituent, les principaux facteurs générateurs d'une salinité excessive ; la conductivité électrique présente de variations notables, dans les eaux de la nappe. Elle dépasse les 500 000 µS/cmdans la plus part des zones, voire plus de 800 000 µS/cmdans les chotts et les sebkhas. Une deuxième zone de moyen a forte résistivité apparaitre clairement au Sud et au Sud-Ouest et caractérisée par des résistivités de l'ordre de 150 (Ohm.m) correspondent au zone deBour Elhaicha et zones hautes de la pente de la falaise et du plateau.

En effet la reconnaissance de la structure profonde de la cuvette de Ouargla est basée sur la détermination des discontinuités électriques à partir de l'interprétation quantitative des sondages électriques et sur les corrélations faites sur les coupes géo-électriques. Ces discontinuités correspondent probablement à des failles ou à des flexures qui affectent le sous-sol de la cuvette, elles se répartissent principalement en trois familles suivant les directions NE-SW, ENE-WSW et N-S. Cette dernière, regroupe toutes les fractures, les discontinuités électriques et les linéamentsdécritsau sud par les études antérieures.

Par conséquent, ces trois familles de linéaments (fractures) ont divisé la région d'étude en plusieurs compartiments. Le premier compartiment (I) correspond à une zone basse située au Nord formant sebkha Safioune. Le deuxième compartiment (II) correspond à une zone haute, limitée au Nord par sebkha safioune et au sud, par les collines du gréseuses de Mio-pliocène et la sebkha de Ouargla, elle corresponde au bombement de Bour Elhaicha. Le troisième compartiment (III) est situé entre les affleurements sud de Mio-Pliocèneet crétacés et le compartiment de Bour Elhaicha cette zone est plus haute par rapport aux deux premiers. Il ressort de cette prospection que l'aquifère est un modèle compartimenté dont la structure(en blocs soulevés et affaissés) engendrée par des épisodes tectoniques très cassants longitudinal redessinés par une succession de des phases tectoniques plus récentes.

IV.3.3/Interprétation des profils électriques:

En fait, pour la plupart des roches, la conductibilité est presque uniquement de type électrolytique. Cela signifie que ce sont les ions qui transportent des charges sous l'effet du champ électrique et que les roches conduisent le courant électrique grâce à l'eau qu'elles contiennent. La résistivité d'une roche va dépendre de:

- La qualité de l'électrolyte, c'est à dire de la résistivité de l'eau d'imbibition ρ_w et par conséquent de la quantité de sels dissous.
- De la quantité d'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche.
- Du mode de distribution de l'électrolyte (D. Chapellier., 2000/01) .

Les sondages d'étalonnages calibrés sur des forages mécaniques ont permis de déterminer les résistivités relatives des couches des différentes formations constituant l'aquifère Mio-Pliocène dans la cuvette de Ouargla et d'établir des corrélations électriques tout au long des profils électriques et par la suite la réalisation des coupes géo-électriques et géologiques (Fig. IV.7, IV.8, IV. 9, IV.10 et IV. 12).

Plus de 70 fichiers de forages d'eau et 15 fichiers de forages pétroliers, où les données techniques relatives aux faciès géologiques et hydrogéologiques disponibles ont été consultées, ces données ont été fournies par l'agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH-Ouargla et la campagne nationale de transport et de commercialisation des hydrocarbures, Sonatrach).

Dans le cadre de son étude hydrogéologique de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla l'ENAGEO a effectué entre 1988 et 1992 des profils des sondages électriques (SE) orientés Ouest-Est, au total 122 SE ont été réalisés.

Le but de cette prospection géophysique est la détermination de :

-l'épaisseur et l'extension de la nappe phréatique;
-l'importance de la salinité par zone ;
-le sens de l'écoulement de la nappe ;
-les mécanismes de drainance vertical des eaux de la nappe.

Les résultats obtenus à partir de la réinterprétation des données géo-électriques ont permis l'établissement des coupes géo-électriques et les différentes cartes caractérisant la nappe Mio-Pliocène à savoir la carte d'isobathe du mur, carte d'épaisseur et de résistivité. Les coupes géo-électriques réalisées dans la cuvette d'Ouargla (15 coupes de A à V) permettent d'une part de visualiser les relations existantes entre la structure profonde de la région et celle des domaines structuraux qui l'encadrent et d'autre part, de déterminer la nature des contacts éventuels entre l'aquifère Plio-Quaternaire et les autres aquifères profonds (Cénomano-Turonien, CT et CI).

IV.3.3-a/Les profils électriques de l'aval (A, B, C et D) :

Ces coupes orientées Ouest-Est, montrent un approfondissement des formations Mio-Pliocène sous les formations récentes de Quaternaire et les dépôts alluviaux et de sebkha. D'une manière générale ces profils présentent la succession des couches suivantes :

Une couche conductrice en surface constituée de sables fins à moyens plus au moins gypseux, et une formation très conductrice des sols de la sebkha vers le Nord, de résistivité moyenne de l'ordre de 0.5 (Ohm.m) et une épaisseur variable de 20 à 100m (Fig. IV.7).

Une deuxième couche résistante à très résistante dont la résistivité peuvent atteindre 120 (Ohm. m) la base de cette couche peuvent atteindre 80m.

Ces coupes géo-électriques montre la présence de nombreuses discontinuités électriques (F-ob et F-s), attribuées à des failles observées sur et des failles supposées (Fig. IV.5). La coupe géo-électrique (C et D), orientée Ouest-Est, met en évidence

deux discontinuité électrique. La première se trouve entre D11 et D12 et deuxième discontinuité entre C10 et C12 constituent une limite entre un terrain résistant et autre conductrice au niveau de Hassi Debich (Fig. IV.7).

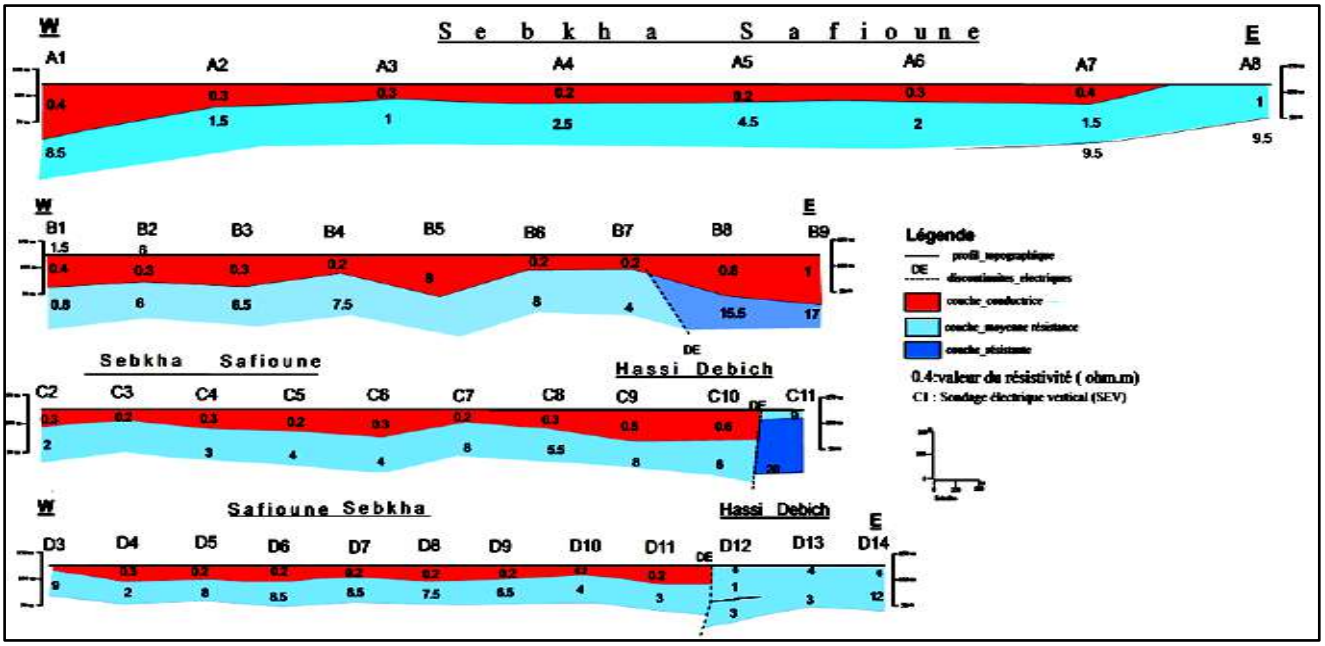


Fig. IV.5: les coupes électriques E-W à travers sebkhat Safioune (A, B, C, et D). (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

IV.3.3-b/Profils E et F :

Au niveau de ces profils, en plus des terrains rencontrés au niveau des profils précédents, nous remarquons la présence d'un niveau superficiel résistant dans le côté Ouest de ces deux profils la résistivité de ce terrains varie entre 30 et 140 (Ohm.m) avec une épaisseur varie de 4m (E7) à 50m (F1).

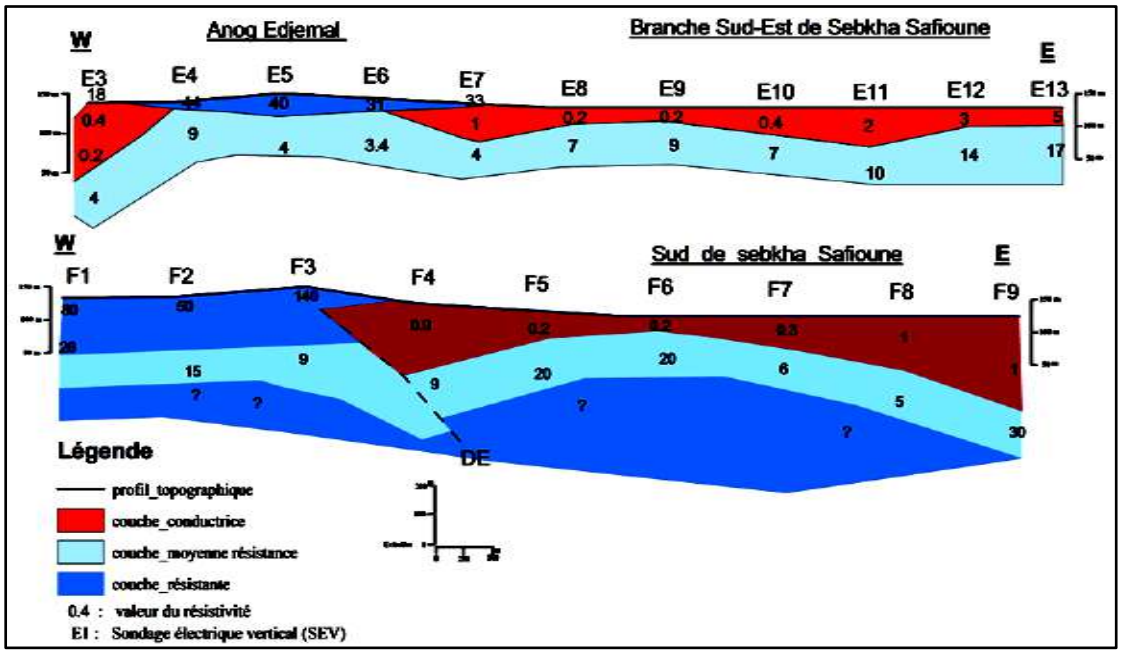


Fig. IV.6: les coupes électriques E-W au sud de sebkhat Safioune(E et F). (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins).

IV.3.3-c/Les profils du centre (G, H et J) : Sur ces profils, nous distinguerons la succession des terrains suivant : Un premier terrain superficiel, très conducteur, caractérisé par des résistivités inférieur à 5(Ohm.m) et une épaisseur allant de 20 à 40m. Une deuxième couche relativement résistante par rapport à la première dont les résistivités varient de 5 à 47(Ohm.m).

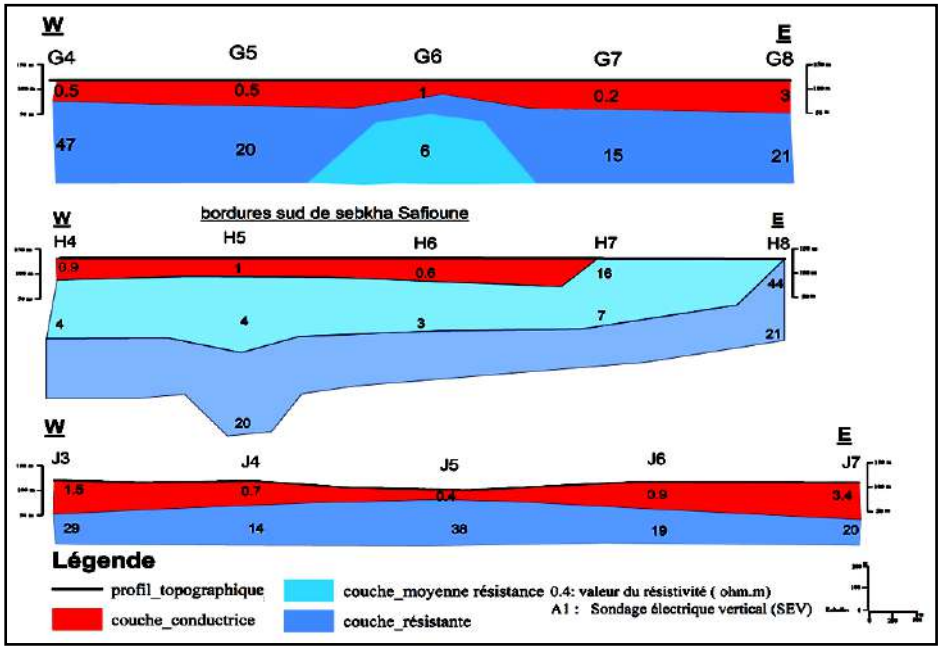


Fig. IV.7.: les coupes électriques E-W au sud de sebkhat Safioune (G, H, J). (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

IV.3.3-d/Profil M: Nous remarquant la succession de terrains suivants: à savoir

Un premier terrain superficiel résistant avec une résistivité variée entre 130 et 325 (Ohm.m) avec une épaisseur relativement faible de l'ordre 5m.

Un deuxième terrain conducteur de résistivité variant de 6 (Ohm.m) (M5) à 34 (Ohm.m) (M3), l'épaisseur de cette couche variée de 25 à 160m. En le toit d'une couche résistante dont la résistivité variée de 55 (Ohm.m) (M5) à 100 (Ohm.m) (M4 et M2).

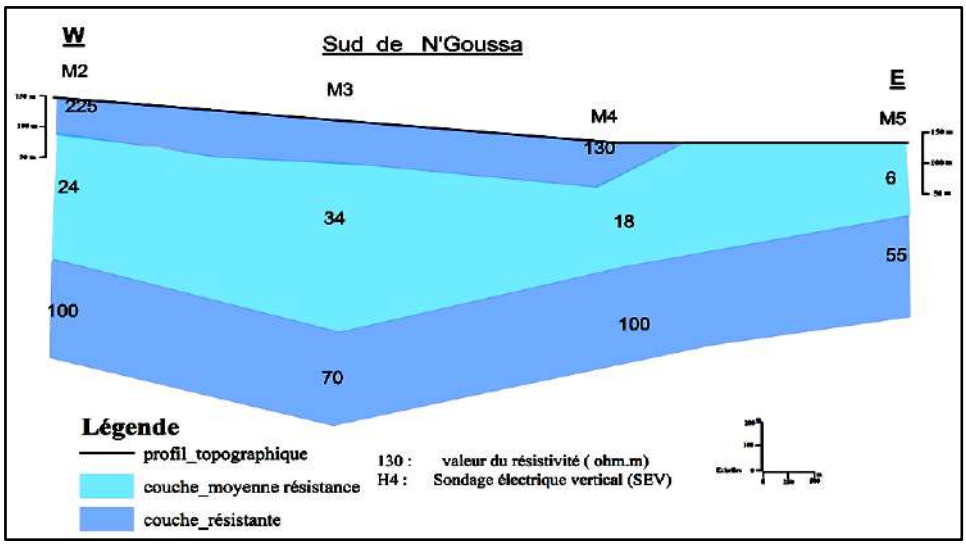


Fig. IV.8: la coupe électrique E-W au sud de N'Goussa (M) (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

VI.3.3-e/Profil N: Ce profil présente la succession de terrains suivantes : Une formation superficielle résistante (50 à 150 Ohm.m), limité à l'Est de ce profil. Un terrain superficiel de résistivité moyenne (10 à 30 Ohm.m) observé en surface à Ouest de ce profil. Un autre terrain résistant à très résistante caractérisé par des résistivités allant de 50 à 180 Ohm.m (N1 et N4) son épaisseur varie de 50 à 130m. Enfin on remarque le retour des caractéristiques de la couche de surface avec des résistivités allant de 13 à 31 Ohm.m.

IV.3.3-f/Profil P:

Sur ce profil on peut remarquer la succession des couches suivantes :

Un terrain très superficiel de faible épaisseur (20m) et faible résistivité (9 à 21 Ohm.m).

Un deuxième terrain résistant, d'épaisseur de l'ordre de 40m et de résistivité de l'ordre de 100 (Ohm.m). Enfin on remarque le retour des caractéristiques de la couche de surface avec des résistivités allant de 18 à 30 (Ohm.m).

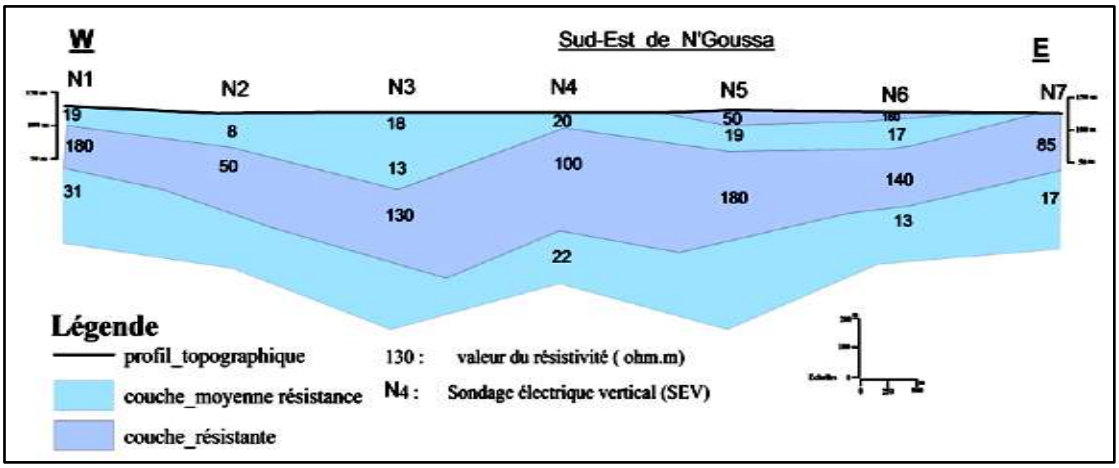


Fig. IV.9: la coupe électrique E-W au sud-Est de N'Goussa (coupe N) (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

IV.3.3-g/Profil Q:ce profil présent la succession des terrains suivants :

Un premier terrain de résistivité moyenne et de faible épaisseur, la résistivité de cette couche allant de 10 à 20 (Ohm.m), son épaisseur varie de 5m (Q2) à 15m (Q6).

Un deuxième terrain, d'épaisseur important, sa résistivité varie de 70Ohm.m (Q6) à 130 (Ohm.m) (Q1, Q5), son épaisseur varie de 40m (Q7) à 115m (Q5).

Enfin le retour de caractéristiques des terrains de surface. Un toit d'une couche de résistivité moyenne allant de 28 à 50Ohm.m

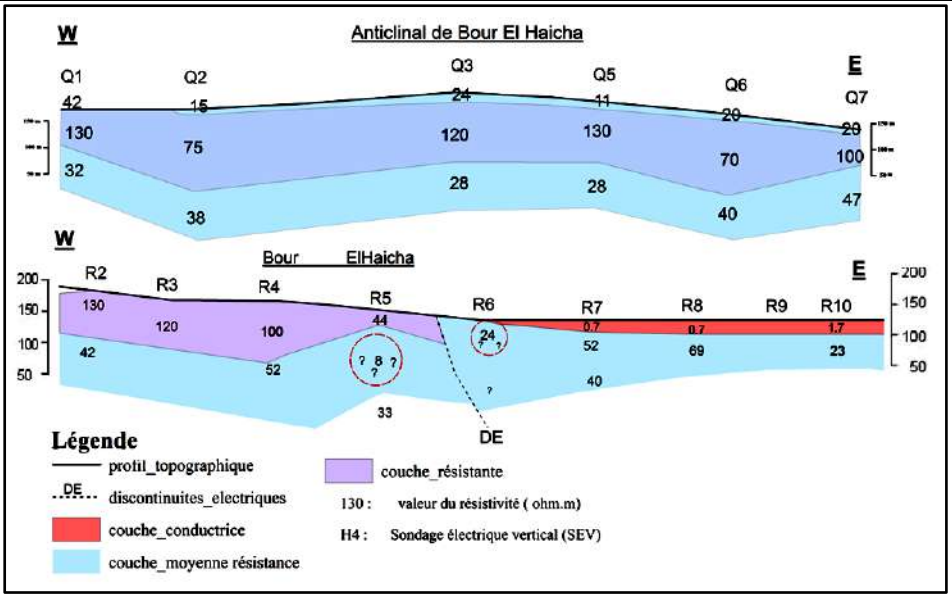


Fig. IV.10: les coupes électriques E-W à travers Bour Elhaiche (les coupes Q et R). (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

IV.3.3-g/Profil R: Nous sur ce profil la succession des terrains suivants :

Un premier terrain très conducteur, englobant les sondages électriques (R6, R7, R8, R9 et R10) la résistivité de cette couche varie de 0.25 à 1.2(Ohm.m) avec une épaisseur de l'ordre 20m.

Du sondage électriques R2 jusqu'au R5, ce terrain est caractérisé par une résistivité très élevée pouvant atteindre 130 (Ohm.m) (R2), puis à partir du R6 ce terrain présent une discontinuité électrique marquant le passage à un terrain relativement résistant il est caractérisé par des résistivités allant de 23 à 70 (Ohm.m). il présente une épaisseur importante dans la partie Ouest du profil et pouvant atteint plus 100m d'épaisseur.

Plus particulièrement sur ce profil et dans son partie Ouest apparaitre un terrain résistant de résistivité de l'ordre de 50 (Ohm.m) avec une épaisseur de l'ordre de 130m (R5). Au vertical de sondage électrique R5 apparaitre une anomalie de résistivité faible dans un terrain très résistant avec une résistivité de 8(Ohm.m).

IV.3.3-g/Profil V: Sur ce profil on peut distinguer la succession de deux terrains:

En surface un terrain de résistivité faible à moyenne allant de 5 (Ohm.m) (V4) à 32 (Ohm.m) (V8) avec une épaisseur relativement important, elle varie de 45m à 125m.

Puis le toit d'une couche très résistante avec des résistivités allant de 44 à 150 (Ohm.m) au niveau de sondage électrique (V8).

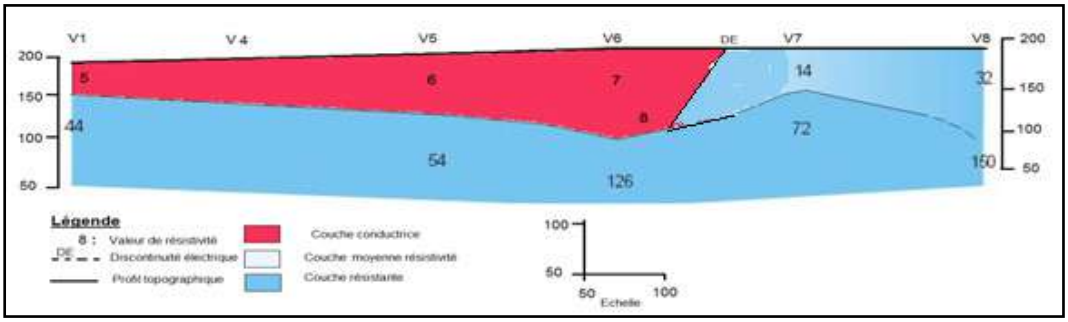


Fig. IV.11: la coupe électrique E-W au sud-Est de N'Goussa. (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins)

Le log lithologique reconstitué des différents forages destructifs et sondages carottés réalisés dans la région montrent que l'aquifère superficiel, formé par des dépôts hétérogènes correspond à une succession de couches résistantes et conductrices attribuée depuis la surface aux formations du Quaternaire au Pliocène continental et à la partie sommitale du Sénonien marneux. Cette succession surmonte un niveau résistant d'une résistivité d'environ 180 (Ohm.m) et d'une épaisseur de l'ordre de 95m dont la cote du toit atteint -195 m qui correspond à l'aquifère profond des calcaires Sénonien-Eocène.

D'après la forme du substratum, on a des formes synclinales, avec un empilement de plusieurs couches successivement conductrices et résistantes. On distingue également la présence de contacts anormaux dus probablement à la présence côte à côte de formations conductrices et de formations résistantes séparées par des discontinuités électriques. La présence d'une formation résistante dont la résistivité moyenne varie entre 15 et 30 (Ohm.m), avec une épaisseur de l'ordre de à 60m à 70m attribuée à la formation de tuf calcaires du Mio-Pliocène.

Une analyse globale des coupes électriques montre une augmentation de nombre des couches au voisinage des sebkhas (Fig. IV.5, IV.6 et IV.7) et la disparition totale d'une couche ou deux en s'éloignant des sebkhas et au voisinage des zones de mélange (Hassi Miloud, Bour ElHaicha et Hassi Debich) (Fig. IV.7, IV.8, IV.9 et IV.10) et ceci en relation de taux de saturation et concentration de l'électrolyte en sels.

IV.3.4/ Interprétation des coupes géo-électriques

Sur la base des données géophysique (sondage électrique (ENAGEO, (1990)) et de sondage (carottés et destructifs), plusieurs coupes géoélectriques et géologiques ont été tracées selon les différents directions (Fig. VI.13).Ces coupes sont réalisées pour suivre l'extension latérale des différents horizons aquifères selon la résistivité et la composition lithologique. L'examen de ces coupes permet de tirer plusieurs remarques.

IV.3.4-a/la coupe 1: c'est une coupe orientée Nord –Sud, elle s'étale de N'Goussa au Sud à sebkhat Safioune au Nord, peut être subdivisée en deux parties légèrement différentes en point de vue électrique, la partie Nord est caractérisée par une très faible résistivité (inferieures à 0.9 (Ohm.m) pour les deux terrains en présence, la partie Sud montre un troisième terrain (substratum) résistant avec une résistivité inferieure à 1(Ohm.m), ce substratum se situe à des profondeurs variables, avec une profondeur maximale de l'ordre de 25m (Fig.VI.12 et VI.13).

IV.3.4-b/la coupe 2: elle couvre la partie de N'Goussa et mettre en évidence un passage latérale ou structurale de facies (Fig. VI.13). Ce changement de lithologie est confirmé par les données de surface (coupes géomorphologiques) ou par les données de sub-surface (les coupes sismiques ou les logs de forages). Les terrains situés au Nord de Ngoussa sont constitués par des sables fin légèrement argileux de résistivité inférieure à 20 (Ohm.m) alors que la partie Sud est composés par des tufs carbonaté et gypseux friables à consolidés, ceci est expliqué par l'augmentation de la résistivité de cette partie de la coupe (Fig.VI.12).

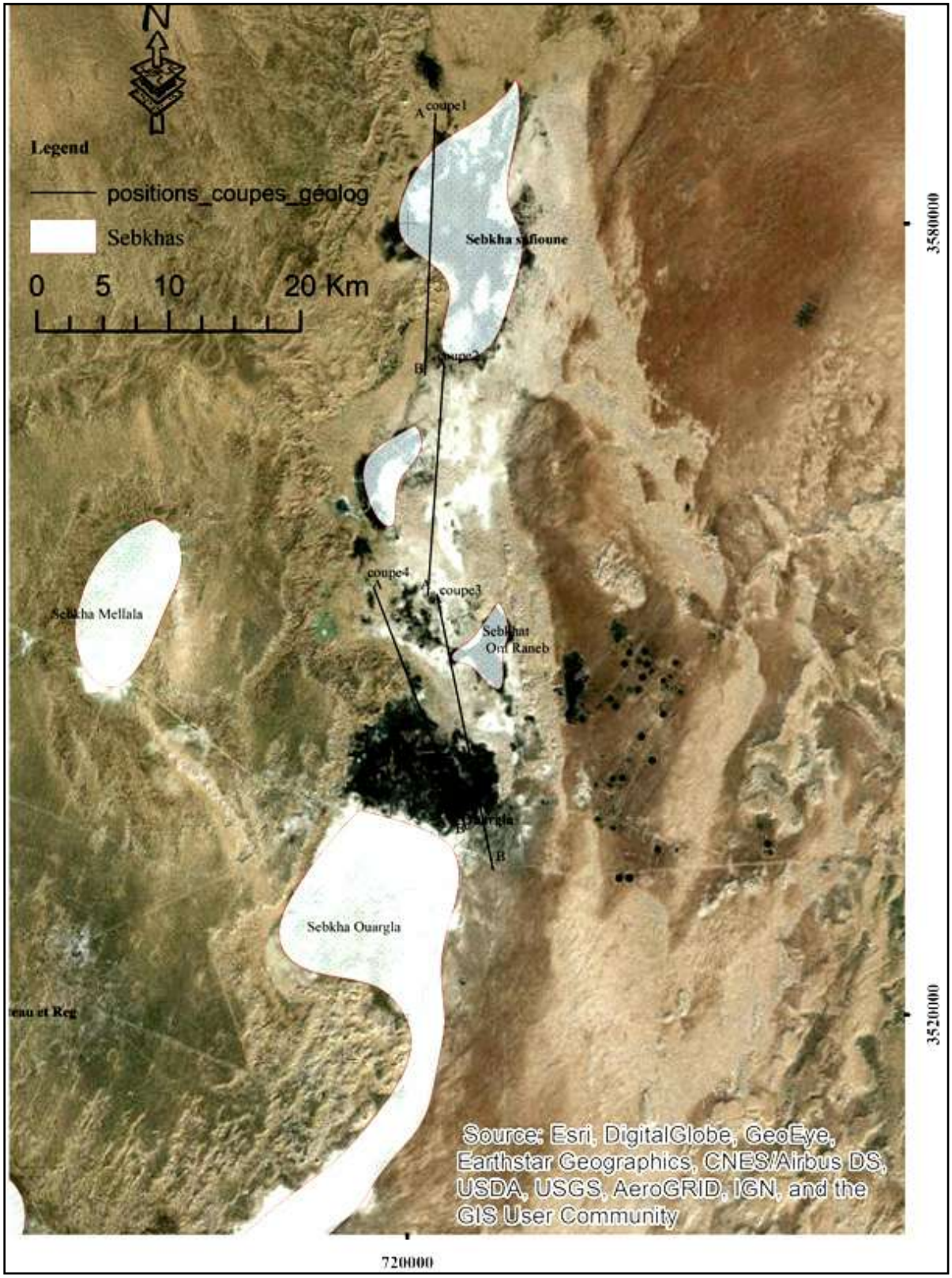


Fig. IV.12: Plan de position des coupes géologiques.

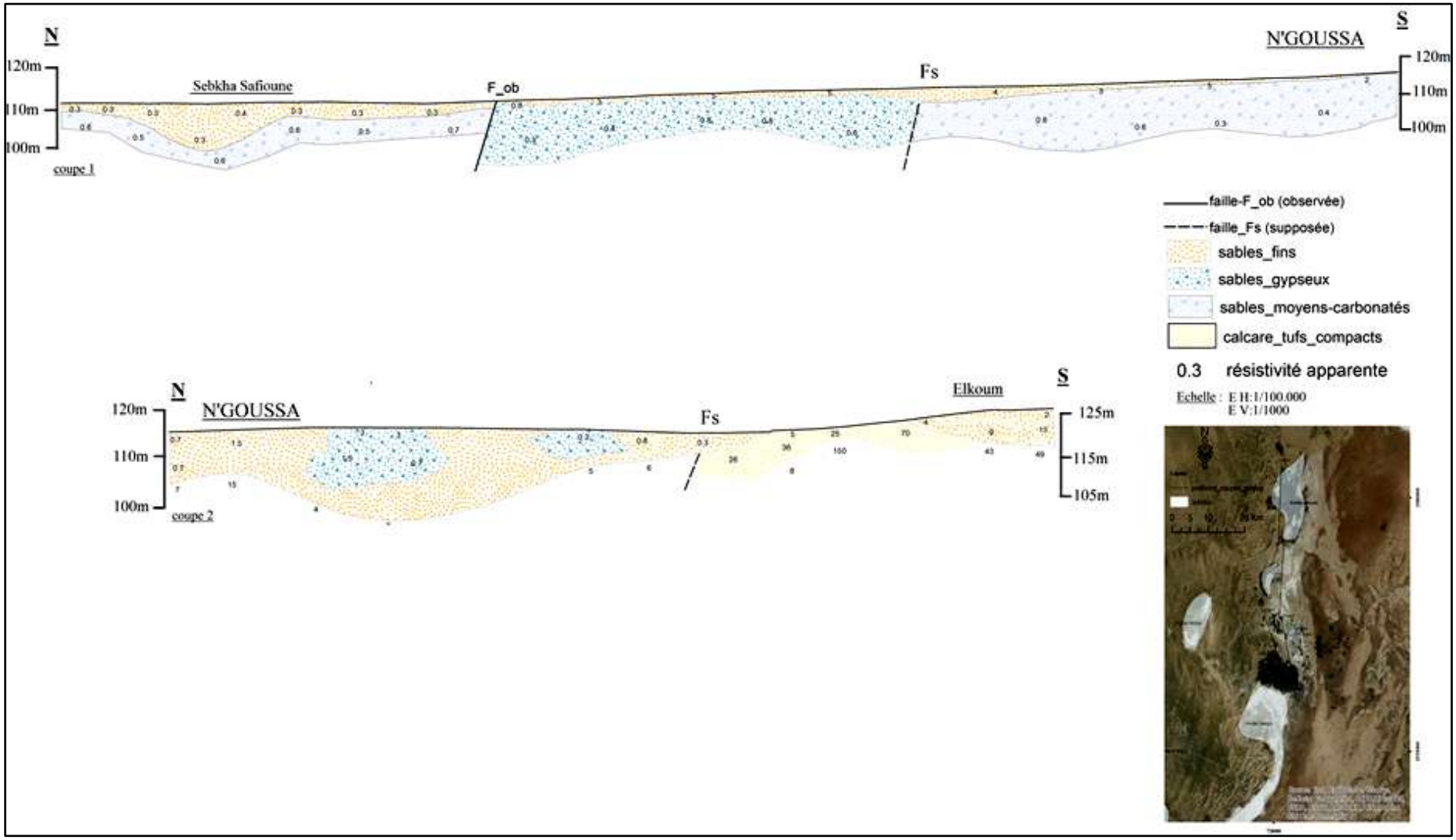


Fig. IV.13: coupe géo-électrique (1et 2) à travers sebkhat Safioune et N'Goussa.

IV.3.4-c/ la coupe 3: cette coupe passe par le sebkhat de Bamendil (Fig. VI.15)où de très faibles valeurs de résistivité sont enregistrées relativement aux parties méridionales et Septentrionales(Fig. VI.14). La sebkhat est constituée par des sables fins conducteurs ayant une résistivité inférieure à 1 (Ohm.m) dont la profondeur atteint une vingtaine de mètre.les parties de part et d'autres de la sebkhet sont caractérisés par des résistivités élevée correspondants aux terrains constitués de tufs et de tufs sableux.

IV.3.4-d/ la coupe 4: cette coupe couvre la partie Est de Ouargla, elle met en évidence dans sa partie centrale (Fig. VI.13):

-un terrain très conducteur dont la résistivité n'excède pas 1 (Ohm.m), correspondant aux dépôts sableux de la sebkhat d'Oum raneb;

-un substratum relativement résistant variant de 1 à 27 (Ohm.m) qui correspond aux tufs et aux tufs sableux. La présence de différentes formes de discontinuités électriques dans les quatre coupes peut être interpréter par des discontinuités structurales et des passages sédimentaire latérales (Fig. VI.16).

L'interprétation des coupes géo-électriques permet de renseigner sur la morphologie et l'évolution latérale du substratum et les différentes couches aquifère ce qui nous a permis de tracer les cartes de substratum dans la région et autres couches géologiques identifiées. Fig. 31. Le substratum étudié est formé par une couche résistante dont la résistivité varie entre 50 et 180 (Ohm.m) correspondant des calcaires et marnes, confirmée par le sondage sur toute la plaine.

La carte du substratum montre que ce dernier remonte à l'Est où on peut trouver des terrains Quaternaire face à face des terrains Mio-Pliocène. Le substratum devient plus profond en allant vers le centre (d'environ 150m de profondeur) où il présente une claire concavité des couches, donc nous sommes en présence d'un substratum effondré et subsident ayant une morphologie irrégulière qui adopte grossièrement la topographie.

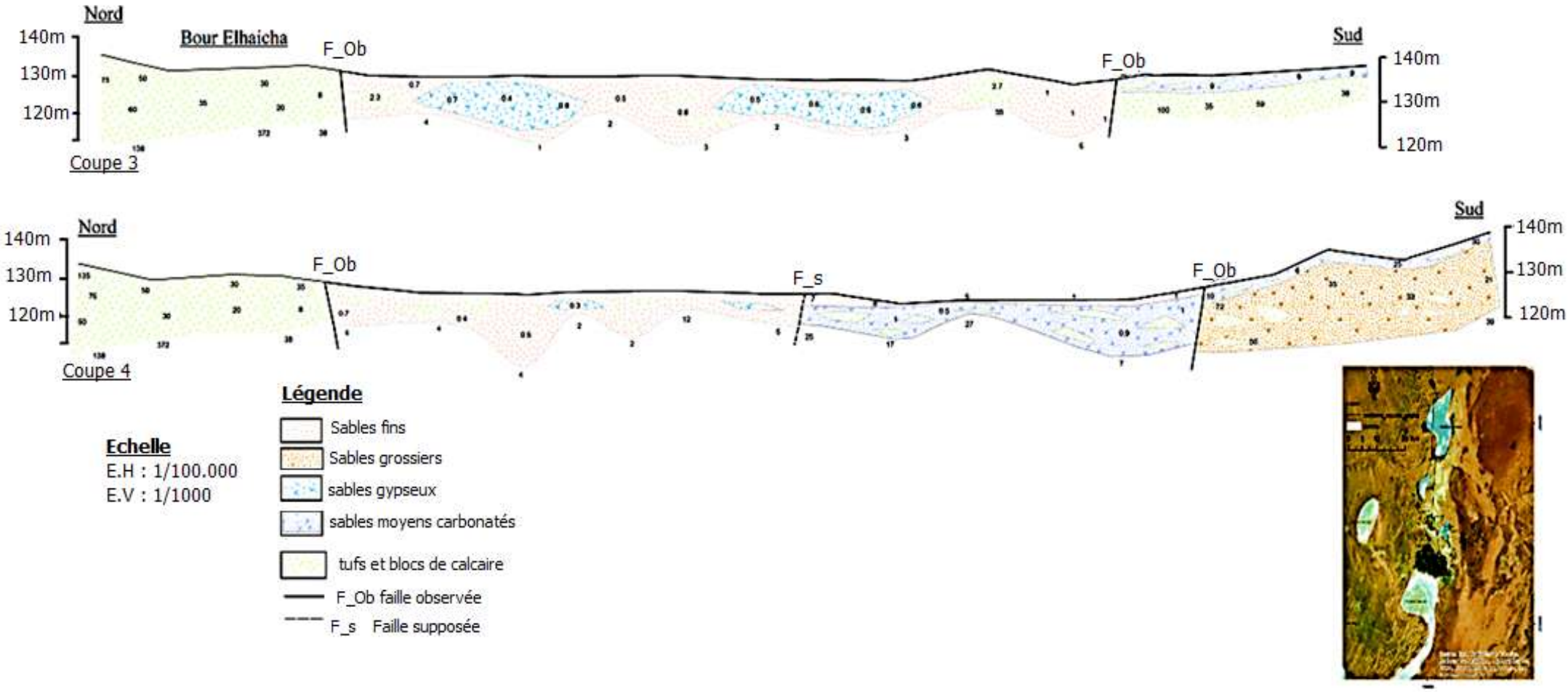


Fig. IV.14: coupe géo-électrique (3et 4) à travers Bour El-Haicha (ENAGEO., 1992 modifié par nos soins).

IV.3.5/Apport de la prospection électrique :

La comparaison des données résultant de la prospection électrique et celles présentées par les forages mécaniques a permis d'identifier le remplissage sédimentaire de la cuvette de Ouargla. Ce dernier se caractérise par :

- -Des résistivités variables de 3 à 150 Ω.m ;
- -Des épaisseurs variables, allant de 5 m en bordures à 100 m au centre des sebkhas ;
- -Une lithologie très hétérogène.

Les coupes géo-électriques ont permis d'identifier deux niveaux résistants, dont la résistivité varie de 30 à 180 Ω.m et ayant une épaisseur de 20 à 80 m. un niveau superficiel de faible à très faible résistivité et une épaisseur de l'ordre de 10m.

On note ces niveaux présentent certaines discontinuités électriques, probablement due à la l'hétérogénéité lithologique et/ou à la tectonique.

IV.3.6/Apport des forages mécaniques:

Plusieurs forages ont été réalisés au niveau de la cuvette de Ouargla et à ses environs (les champs pétroliers entourant la cuvette), leur interprétation a permis de préciser la lithologie et la géométrie des aquifères Mio-Plio-Quaternaire. Il s'agit des forages et des qui ont été réalisés par Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), les forages d'exploitation programmés par la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya (DHW) de Ouargla, les forages pétroliers de reconnaissance et de développement réalisé par la SONATRACH (d'une profondeur totale de 4000 m), ainsi que des sondages carottés réalisés dans le cadre de cette étude (10m de profondeur).

En effet, la comparaison des résultats des sondages électriques et de la lithologie déduite des forages a permis de caller les données géophysiques sur la lithologie. Ainsi, les couches résistantes du remplissage, qui présentent un potentiel aquifère considérable, sont constituées de sables, de gravier, de cailloutis et de galets, par contre celles qui sont conductrices sont constituées par des limons et des argiles.

La comparaison des données nous a permis de caractériser les formations hydrogéologiques et de corriger certaines exagérations d'épaisseur

Age	Formation	Résistivité (Ohm.m)	Profondeur (m)	Intérêt hydrogéologique
Quaterniare	Sable, gravier et argile	0,1-5	0-20	Mauvaises caractéristiques
Plio-Quaterniare	Argile sableuse à gypseuse	5-10	20-150	Caractéristique médiocres
Eocène	Marne, argile et calcaire	10-100	150-200	Bonnes caractéristiques
Sénonien	Calcaire et marne	80-200	200-.....	Très bonnes caractéristiques

Tableau. IV.1: Caractéristiques hydrogéologiques et géophysiques des formations aquifères.

L'exploitation de ces données a permis également d'établir la carte isobath, dont l'interprétation fait ressortir la variation spatiale et latérale des épaisseurs des couches de différents aquifères.

- La zone de Nord (Sabkhat Safioune) et Est (voisinage de Sabkhat Om Raneb) de la cuvette de Ouargla se caractérise par le plongement de substratum vers le Nord, où le il peut atteindre les 100 m (Fig.IV.18 et IV.14).

- La zone Sud se caractérise par de série d'ondulation parallèle orienté NE-SW, où le substratum calcairo-marneux connaît une élévation remarquable et se localise à une profondeur de 70m environ pour remonter en surface au niveau de Bour El-Haicha (Fig.IV.16).

IV.3.7/ Carte du substratum Mio-Pliocène

D'après la carte isobath de substratum de Mio-pliocène sa morphologie a montre des formes d'ondulations synclinale-anticlinal orientés NNE-SSW, ENE-WSW et E-W avec un empilement de plusieurs couches successivement conductrices et résistantes. On distingue également la présence de contacts anormaux dus probablement à la présence côte à côte de formations conductrices et de formations résistantes. La présence d'une formation résistante dont la résistivité moyenne varie entre 50 et 180 Ohm.m, avec une épaisseur de l'ordre de à 60 m attribuée à la formation de calcaires lacustres du Mio-Pliocène. Cette formation est tabulaire et elle a un substratum conducteur.

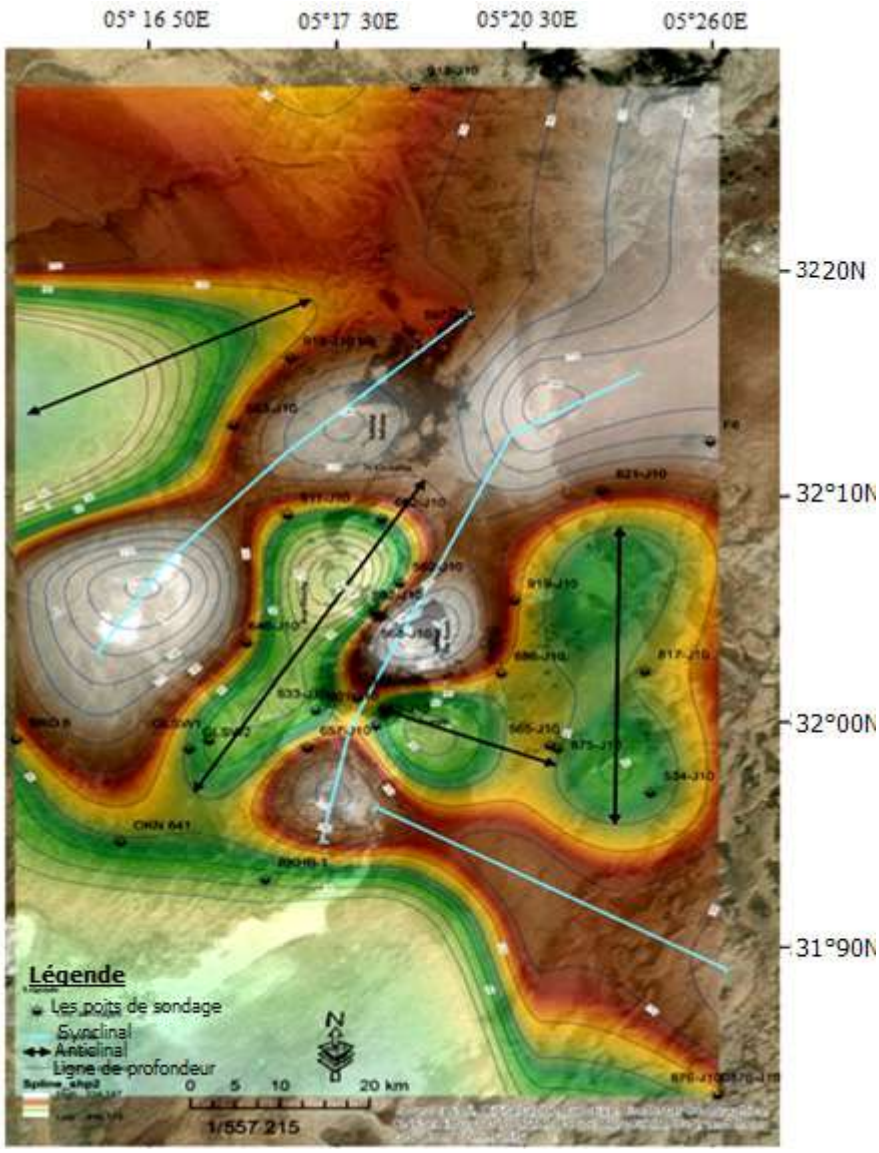


Fig. IV.15: la carte en isobath la nappe Mio-Pliocène

L'interprétation des coupes géoélectriques permet de renseigner sur la morphologie du substratum de l'aquifère ce qui nous a permis de tracer la carte de substratum.

Le substratum étudié est formé par une couche conductrice dont la résistivité varie entre 0.2 et 10 Ohm.m correspondant à des argiles et des argiles gypseuses, identiques sur toute la cuvette.

Ainsi la carte du substratum montre que ce dernier remonte dans les parties Sud et Ouest près de Bour Elhaicha et environ de Haiy El-Nacer (Fig. VI.15). Le substratum devient plus profond en allant vers le Nord et l'Est. Il présente un léger bombement au centre du terrain. Donc nous sommes en présence d'un substratum ayant une

morphologie irrégulière qui appariée approximativement la topographie. Structuralement le substratum de l'aquifère Mio-Pliocène présente une morphologie irrégulière et accidentée, ce qui influencera sans doute le sa comportement hydrodynamique.

IV.4/ PIEZOMETRIE DE LA NAPPE PHREATIQUE:

IV.4.1/Inventaire des points d'eau :

Dans cette partie de notre étude, seuls les ouvrages (forage, sondage et piézométrie) captant la nappe de surface nous ont intéressés, et plus de 45piézomètres et plusieurs forages ont été recensés. La plupart des puits, defaible profondeur, quelques autres, situés à proximité des bordures Est sont profonds. Pour la réalisation de la cartographie piézométrique on a choisi un réseau représentatif de toute la nappe (Fig.VI.17), les campagnes piézométriques, ont été réalisées par l'agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH) en plusieurs années (2002-2015). En plus des données piézométriques de l'ANRH nous avons réalisé une campagne piézométrique durant l'année 2017.Nous signalons que les mesures ont été faites en utilisant unesonde piézométrique de 100 m à double signalisation (sonore et lumineuse).

L'interprétation des résultats de la prospection électrique (ENAGEO, 1990), des données des sondages mécaniques, des données sismiques et des données de télédétection a permis de visualiser la répartition du matériel du remplissage dans la nappe superficielle de la cuvette de Ouargla :
La zone étudiée est en réalité une dépression à remplissage Quaternaire subsidante et d'origine tectonique, où l'épaisseur des sédiments peut atteindre 180m (centre des sebkhas).
Il faut signaler que ces alluvions reposent sur un substratum gréseux, marno-calcaire qui remonte en surface au Sud de la plaine (les fenêtres sénonienne et Eocène) (fig. II.13).

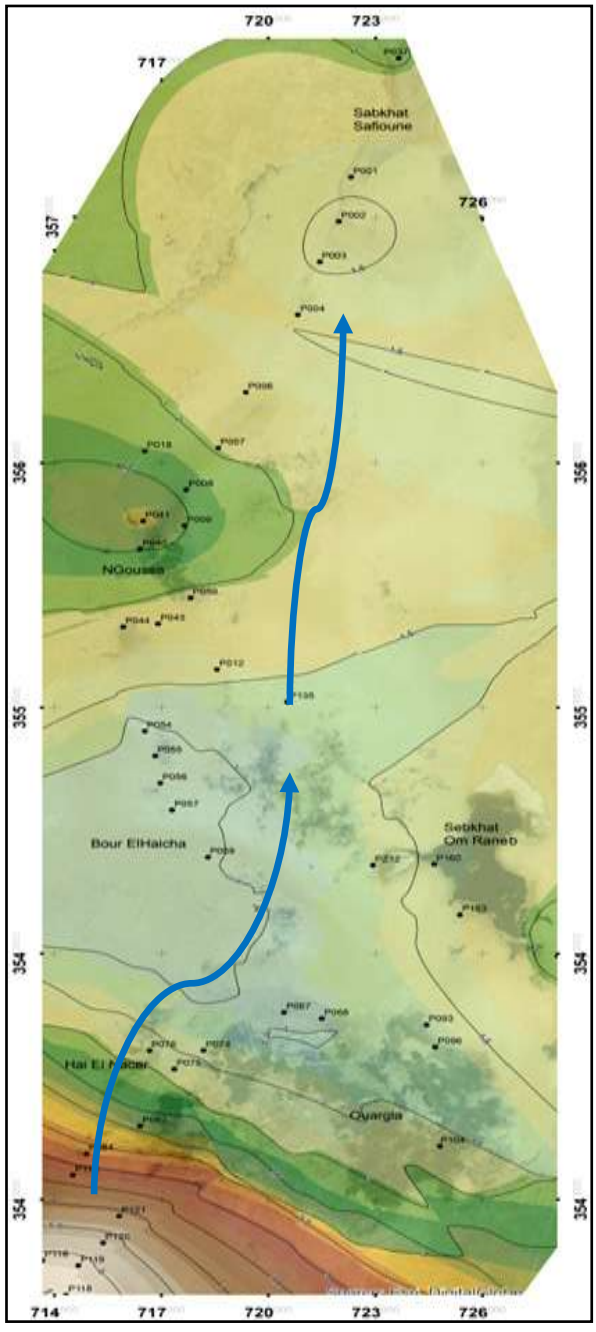


Fig. IV.16: la carte piézométrique la nappe phréatique (2010)

IV.4.2/Evolution de la piézométrie :

La comparaison des différentes cartes piézométriques (Fig.IV.15, IV.16 et IV.17) nous a permis de suivi l'évolution piézométrique de la nappe dans le temps et dans l'espace et de reconnaître d'une part, la direction générale de l'écoulement et

d'autre part d'identifier quelques paramètres hydrodynamiques (gradient hydraulique et vitesse d'écoulement). Ces derniers nous renseignent sur le temps de séjour des eaux dans la couche aquifère et par conséquent nous informe sur le degré des échanges géochimiques entre l'eau et la roche.

Les eaux souterraines représentent le seul moyen de transport des substances minérales et organiques, donc la détermination de leur itinéraire renseigne sur l'origine de leur minéralisation. La cartographie spatiale des données piézométrique a été illustrée sur la base des relevés piézométriques des différentes campagnes, par interpolation triangulaire, en utilisant le logiciel Arcgis.

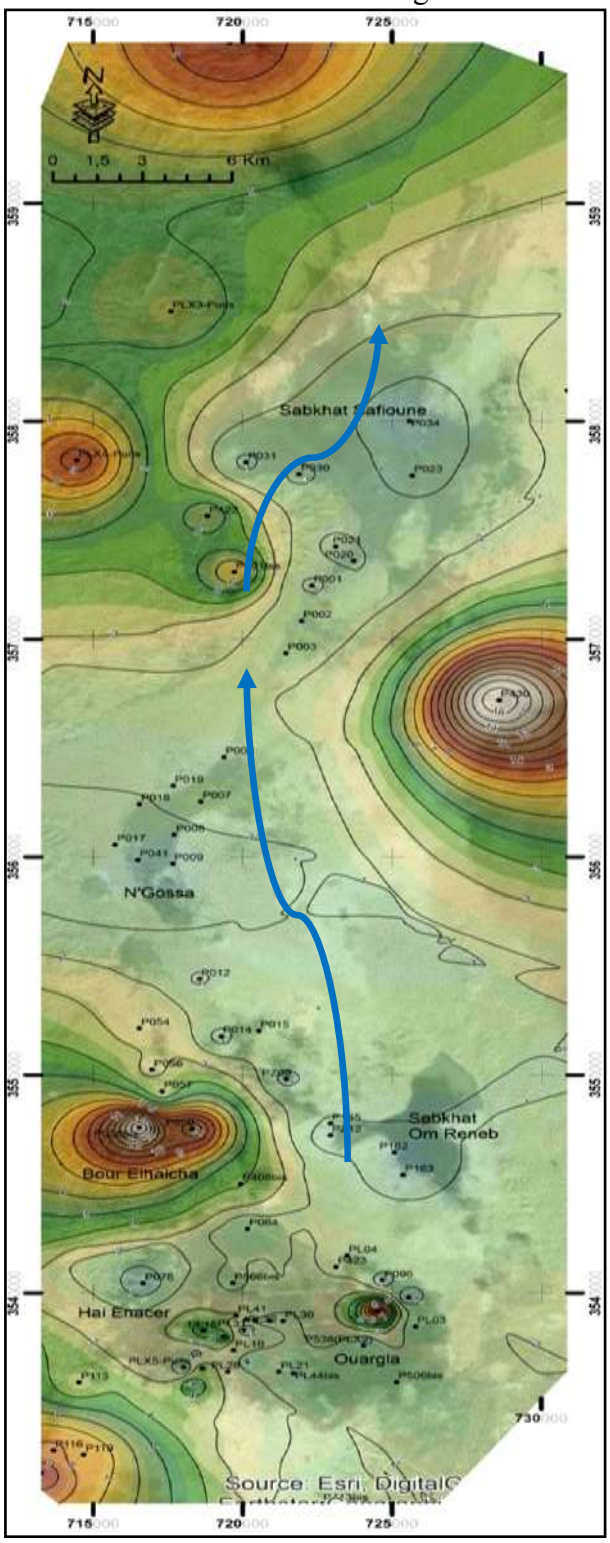


Fig. IV.17: la carte en piézométrique la nappe phréatique (2015).

Cependant, les cartes piézométriques établie dans la région, montre qu'il existe deux zones distinctes séparées par une ligne de partage des eaux au niveau du Hassi-Miloud et Bour El-Haîcha, ce qui se traduit par:

- un écoulement vers le Nord (Sebkat Safioune);
- un écoulement vers l'Ouest vers la sebkha de Ouargla.

IV.4.3/GEOMETRIE DE L'AQUIFERE :

Les formations aquifères, tant par leur nature lithologique que par leur extension dans l'espace et dans le temps, occupent une place importante dans la présente étude, car elles influent le fonctionnement hydrogéologique et le comportement hydrodynamique de la nappe Quaternaire de Ouargla.

Les levés piézométriques, effectués dans la région et la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère renseignent sur les caractéristiques de l'écoulement et le comportement de la nappe et permettent de cerner les origines des eaux la nappe libre.

D'après NEZLI. IE. (2004) (Fig.VI.16.).des écoulements secondaires s'orientent vers les sebkhas d'alentour de Ouargla (Aïne El Beïda, Oum Eraneb, et Bamendil), avec de gradients hydrauliques respectivement de l'ordre de 0.92‰ (I_1), 0.53‰ (I_2), et 0.85 ‰ (I_3);Les eaux en provenance de Sebkha Oum Erneb vers Bour El Haïcha, par un gradient hydraulique (I_4) de 2‰ finiront dans une dépression piézométrique autour du piézomètre (P059) ; le sens d'écoulement principal est vers le Nord de la région, obtient comme exutoire la Sebkha de Sefioune avec un gradient hydraulique (I_5) de l'ordre de 0.85‰ .

Les zones dans lesquelles la nappe phréatique est la plus profonde sont situées à des points topographiquement hauts (Sud- Ouest de Ouargla, Sud de Oum Raneb et versants Nord-Est de N'Goussa). La nappe est moins profonde dans les zones à proximité des palmeraies irriguées (Ouargla, N'Goussa). Les points où la nappe se trouve le plus près du sol est au Sud du Sebkha Safioune à 45km au Nord de la ville de Ouargla.

La carte en isobath (Fig.VI.18) montre une série de plis anticlinaux et synclinaux orientés NE-SW et N-S, cette géométrie confirme l'historique poly-phasiques de ce bassin. Par conséquence, on peut conclure que l'une des causes principales de la remontée des eaux de la nappe phréatique dans la cuvette de Ouargla est d'ordre géologique (tectonique et morphologique). Cette nappe a connu une remontée du niveau d'eau et ayant provoqué de graves problèmes d'écologie dans les zones urbaines et agricoles. Ce phénomène a engendré des affaissements de terrain et la création d'un milieu endoréiques dangereux pour les cultures saisonnière et les palmiers.

La salinité des eaux varie d'une zone à une autre, elle est de moins 50g/l dans la ville de Ouargla et de ses environs, la concentration en sel augmente dans le sens des écoulements des eaux ou elle peut atteindre plus de 190 g/l dans les zones proches des chotts.La forte salinité est due essentiellement au lessivage des formations gypseuses et argileuses par les eaux de la nappe, tandis que la faible minéralisation est due à la dilution par les eaux d'irrigation provenant des nappes sous jacentes et à l'absence de niveaux gypseux dans la formation sableuse qui caractérise la nappe phréatique.

CONCLUSION :

Cette partie de notre étude nous conduit aux conclusions suivantes :

Le substratum devient plus profond en allant vers l'Nord (d'environ 100m de profondeur). Il présente une remarquable concavité au centre des sebkhats, donc nous sommes en présence d'un substratum ayant une morphologie irrégulière et qui forme une enceinte pour les dépôts Quaternaire de l'aquifère superficielle.

A l'intérieure de la cuvette de Ouargla (le grand bassin), les sebkhats forment des petits bassins synclinale orientés NE-SW séparés par des éléments structuraux (failles et fractures) qui manifestant en surface sous forme des linéaments de différentes dimensions.

D'après les coupes établies et selon les endroits et la profondeur, nous pouvons constater la présence de trois principales formations géologiques. Une couche de surface avec une résistivité faible (très conductrice) inférieur à 0,5 Ohm.m constituée

de sables fins à moyens plus au moins gypseux, et sols de la sebkha avec une épaisseur variable de 5 à 20m (centre des sebkhas)
Une deuxième couche de résistivité moyenne (de l'ordre de 10 à 30 (Ohm.m)) correspondant aux formations du Mio-Pliocène et Quaternaire ancien (argiles, alluvions, croutes calcaire, calcaire lacustre) se trouvant surtout dans le côté Ouest du terrain.
La dernière couche correspond au substratum des deux premières, très résistante (résistivité supérieur à 80 (Ohm.m)) caractérisant les formations carbonatées appartenant aux formations de l'Eocène et du Sénonien. Ces deux dernières formations peuvent avoir un intérêt hydrogéologique intéressant. Le substratum des l'aquifères ci-cités est constitué par une formation résistante (alternance de calcaire et marnes), ayant une configuration géologique irrégulière, ce qui influencera sans doute son comportement hydrodynamique.

- une structure anticlinale se manifeste au niveau de la zone de Bour ElHaicha. Elle est constituée par des formations marneuses et marno-calcaires attribués au l'Eocène et Sénonien. Cet anticlinal présent des caractéristiques géochimiques et hydrodynamiques particulières est d'âge sénonien.
- deux structures synclinale, bordant de part et d'autre l'anticlinal de Bour Elhaicha de même orientation (NE-SE) et qui se manifestent sur l'axe de sebkhat Safioune à Ouest et l'axe de sebkhats de Ouargla-Om Raneb à l'Est. Ces deux zones sont des zones basses constituées par des formations de faible résistance de remplissage de sebkhas attribuées au Quaternaire ancien (G.Busson., 1991). L'épaisseur de ces formations est importante et peut atteindre les dizaines de mètres. On suppose que ces formations constituent de mouvais réservoirs aquifères.

Les cartes établis par les différentes méthodes et selon les différentes profondeurs, nous a permis de constater la présence de trois grandes formations géologiques. L'une a une très faible résistivité moyenne inférieur à 0,5 (Ohm.m correspondant aux formations Quaternaire (argiles, alluvions, croutes calcaire, calcaire lacustre) se trouvent dans les zone basses du terrain (plaine et sebkhas), l'autre de moyenne résistivité (résistivité supérieur à 10 (Ohm.m) caractérisant les formations sableuse et gréseuse Mio-Pliocène se étendent sur la totalité du terrain et une dernière de forte résistivité corresponde au formations carbonatées d'âge Sénonien-Eocène et du Crétacé. Ces deux dernières formations peuvent avoir un intérêt hydrogéologique intéressant selon les endroits.

ALIEV. M. (1972)- Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz au Sahara algérien. (Tome 1) SONATRACH -ALGER, 275p.

ANDERSSON J. et R. THUNVI (1986). Predicting mass transport in discrete fracture networks with the aid of geometrical filed data.*WaterResour. Res*., 22, 1941-1950.

ArcGIS (1999-2014) est une suite de logiciels d'information géographique développés par la société américaine Esri (EnvironmentalSystemsResearch Institute, Inc.).

BALLAIS J.L. (2010) - Des oueds mythiques aux rivières artificielles : l'hydrographie du bas-sahara algérien – Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement, 2010, volume IV., p. 118.

BASSOLEA., J. BRUNNER et D. TUNSTALL (2001). SIG et appui à la planification et à la gestion de l'environnement en Afrique de l'Ouest. Rapport de synthèse, World Resources Institute, 48 p.

BEICIP, (1992)., Evolution des réserves « région d'oued M'ya, Volume II »

BEL .F., et CUCHE. D. (1969) : Mise au point des connaissances sur la nappe du Complexe Terminal ; ERESS ; Ouargla. Algérie. 3 fig., 17 planches, 20p.

Bel, F. et Dermagne F., 1966 **:** Etude géologique du Continental terminal. Dossier de la Direction de l'énergie et des Carburants (Ministère de l'Industrie et de l'Energie). Alger, 22p, 24 pl.).

BEN AYED (N.) (1993) évolution tectonique de l'avant pays de la chaine Alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel. Annales des mines et de la géologie édition du service géologique de Tunisie 32-286.

BIEMI, J., (1992). Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire), Thèse Doct. èsSci. Nat., Faculté des Sciences et Techniques, Univ. Nationale de Côte d'Ivoire, 493 p.

BONNET, E., La localisation de la formation dans les milieux fragiles-ductiles: Approche expérimentale et application a` la lithosphère continentale, Ph.D. thesis, 200 pp., Geosci. Rennes, Univ. of Rennes, Rennes, France, 1997

BOUDJEMAA. A (1987*)* : Evolution structurale du basin pétrolier "triasique" du Sahara Nord oriental (Algérie). Thèse à l'université de Paris-sud, Centre d'Orsay.).

BOUKARI, M. ET GUIRAUD, R. 1985. L'hydrogéologie des régions de socle de l'Afrique intertropicale: l'exemple de Dassa-Zoumé (Bénin méridional). J. Afr. Earth Sci. 3,491-503 .Nature, 348(6296): 56-58.

BOUR, O., and P. DAVY., 1997, Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution: Water Resources Research, 33, 1567–1583.
BUSSON, G., 1972. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mém. Mus. nat Hist. nat, Paris, sér. C, XXVI, 441 p.).

COUDE-GAUSSEN, GENEVIEVE (1991). Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. Éditions JohnLibbeyEurotext, 485 p., 155 fig., 70 pl., 37 tabl., 14,7 x 20,4 cm, 300 FF.

DAVY, PH., SORNETTE, A. & SORNETTE, D., 1990. Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting.

DE MARSILY, G., (1985). Flow and transport in fractured rocks: connectivity and scale effect. Dans : 17th International Symposium in Hydrogeology of Rocks of Low Permeability,5-9 janvier, Tucson, Arizona, USA, pp. 267–278.

DESJARDINS R., S. IRIS, D.W. ROY, G.H. LEMIEUX et T. TOUTIN (2000). Efficacité des données de RADARSAT-1 dans la reconnaissance des linéaments : un bilan. J. Can. Télédétection, 26, 537-548.

DEWANDEL B., P. LACHASSAGNE, R. WYNS, J.C. MARCHAL et N.S. KRISHNAMURTHY., (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering.J. Hydrol., 330, 260– 284.

ENAGEO (1990) : Entreprise Nationale de la Géophysique. Etude hydrogéologique de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla. Rapport Avril 1990.

ESCADAFAL. R, 1989 : Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection, applications : Exemple de la région de TATAOUINE, TUNISIE. Etudes etthèses, éditions de l'ORSTOM. PARIS.

FROHLICH, R.K., J.J. FISHER & E. SUMMERLY, 1996. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. J. Applied Geophys., 35: 249-259.

G. AUMASSIP., & al., (1972) : C.R.Acad .Sc .Paris, t.274,P.2467-2470 (24 avril 1972) Préhistoire –De l'existence d'un Néolithique sans porterie dans le bas-Sahara et de ses relations avec les sebkhas.

BUSSON. G et al,. 1991. The Sahara from the Middle Jurassic to the Middle Cretaceous: Data on environments and climates based on outcrops in the Algerian Sahara (Journal of African Earth Sciences, Vol. 12, No. 1/2, pp. 85-105, 1991)

GIRARD., M- C, GIRARD. C- M, 1999: Traitement des donnés de télédétection. Dunod, PARIS.

GUENDOUZ. A. (1985). Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, France.
HADJKOUIDER. M. (2012). Essai de caractérisation géochimique et minéralogique de la surface de sol de la région Nord d'Ouargla par télédétection. (Ouargla), Mémoire de Magistère, univ, de Ouargla, 131p

HIMYARI M.S., C. HOEPFFNER, M. BENZAKOUR et D. EL HADANI (2002). Etude structurale du Haut-Atlas Oriental (Maroc) à l'aide de l'analyse linéamentaire des images HRV (XS) de SPOT. Télédétection, 2, 243-253.

HOBBS, W. H. 1904. Lineaments of the Atlantic border region Geological Society American Bulletin: 15, 483–506.

J. FABRE., (1976) introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. S.N.E.D., Alger 1976 - 421 pages.

J. FABRE., (1925),, Géologie du Sahara occidental et central**.,**tervurenafricangeoscience collection vol. 108. Musée royal de l'Afrique centrale – Belgique 2005.

JOURDA J.P. (2005). Méthodologies d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'informations géographiques à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'Ouest. Concept de l'hydrotechnique spatiale. Cas de la zone test de Korhogo (Côte d'Ivoire). Thèse d'Etat, Univ. Cocody, Côte d'Ivoire, 402 p.

KOUAM K.F., (1999). Hydrogéologie des régions de montagne : apports des données de télédétection et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un Système d'Information Hydrogéologique à Référence Spatiale des aquifères discontinus du secteur Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Univ. Cocody, Côte d'Ivoire, 210 p.

LASM, T. (2000). Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle: Analyse statistique de la fracturation et des propriétés hydrodynamiques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (domaine archéen). PhD Thesis, Université de Poitiers, France, 274 pp.

MAKHOUS, M. ET GALUSHKINYU.I.,2003 **:**Burial history and thermal evolution of the northern and eastern Saharan basins. Assoc. Amer. Petrol. Geol. Bull., 87, 10, 1623-1651**.**
MARECHAL J.C., B. DEWANDEL, S. AHMED, L. GALEAZZI et F.K. ZAIDI (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. J. Hydrol., 329, 281-293.

MARTINEZ CLAUDE. & al 1990., Les structures syn-sédimentaires miocènes en compression associées au décrochement dextre Mhrila-Chérichira Tunisie centrale Bull. SOC. géol. France, 1990, (8), t. VI, no 1, pp. 167-176)
MELKI, F.; ZOUAGHI, T.; BEN CHELBI, M.; BÉDIR, M. &ZARGOUNI, F. (2010).Tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and

Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north-eastern Tunisia offshore.*ComptesRendus Geoscience*, Vol.342, pp. 741-753.
MUSTAPHI., H, HADDOUJABOUR FIDA MEDINA ET CHRISTIAN HOEPFFNER., (1997) Le bassin du Souss (Zone de Faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc): Résultat d'une inversion tectonique contrôlée par une faille de détachement profonde. Journal of AfricanEarth Sciences 24(1):153-168 · February 1997

NEZLI, I.E. 2009. Approche hydrogéochimique à l'étude des aquifères de la basse vallée de l'oued M'ya (Ouargla). Thèse de Doctorat, Université de Biskra, 144p.

OUALI (J.). 1984 - Structure et évolution géodynamique du la chaînon Nara. Sidi Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3e cycle Université Rennes 1, 120 p.. 45 fig., 2 pl. h.t. Ouali J., Martinez C., et Khessibi M., (1986) Caractères de la tectonique Crétacée en distension du JebelKebar(Tunisie centrale) ses conséquences géodynamiques 3-12.

OUSMANE, B., (1988) Etude géochimique et isotopique des aquifères de socle de la bonde de sahélienne (Liptako, Sud-Maradi, Zinder-Est) Thèse univ-Niamey,175P).

PAUL PERRON, MICHEL GUIRAUD, EMMANUELLE VENNIN, ISABELLE MORETTI, ÉRICPORTIER, LAETITIA LE POURHIET, MOUSSAKONATÉ. , (2018) .Influence of basement heterogeneity on the architecture of low subsidence rate Paleozoic intracratonic basins (Ahnet and Mouydir basins, Central Sahara)Solid Earth Discuss., https://doi.org/10.5194/se-2018-50 Manuscript under review for journal Solid Earth Discussion started: 27 June 2018.

PHILIP., (1987) The Mediterranean domain, particularly the eastern and central parts, represents mobile blocks' trapped between the relatively undeformable North European and African platforms, which have been converging along a N-S to NNW-SSE direction for the last 70 Myr.

PONTLEVOY O., R. LEFEBVRE, R. THERRIEN, R. MARTEL, M. OUELLET et C. LAMONTAGNE., (2004). Numerical modeling of groundwater flow and mass transport in interconnected granular and rock aquifers at the Ville Mercier DNAPL-contaminated site, Quebec, Canada.Dans : 57th Canadian Geotechnical Conference, 24- 27 octobre, Québec (Québec), Canada, pp. 20-27

Rapport Sonatrach Bkhc-1 bloc 438c., 2016 Rapport d'implantation du sondage Ben Kahla centre- 1 2016 (Bkhc-1) bloc 438c périmètre Nechou.

RAZACK., M. (1984). Application des méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. PhD Thesis, Université Languedoc, France, 384 pp.

RIEDEL W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, Zentralbl. f. Min., Geol. Palaont., 8, 354-368.

ROLAND (G.) (1890), Géologie du Sahara algérien.

ROUVILLOIS-BRIGOL. M. (1975). Le Pays d'Ouargla. Publications du Département de Géographie de Paris – Sorbonne., Paris, 382p.
SALEY, M. B. (2003). Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi- montagneuse de Man .PhDThesis, Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire, 211 pp.

SASSI., S. 1969. Contribution à l'étude de sebkha Tegdimene et du Chott El-Guetter. Thèse Doc. 3ème cycle. Paris.

SAVADOGO A.N. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de la Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble 1, France, 350 p.

SAVANE (1997). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odienné (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Apports de la télédétection et d'un Système d'Information Hydrogéologique à Référence Spatiale. Thèsed'Etat, Univ. Abidjan, Côte d'Ivoire, 386 p.

SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM) https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc.

SONIA GANNOUNI, HAKIM GABTNI., 2015: Structural Interpretation of Lineaments by Satellite Image Processing (Landsat TM) in the Region of Zahret Medien (Northern Tunisia).Journal of Geographic Information System, 2015, 7, 119-127 Published Online April 2015 in SciRes. http://www.scirp.org/journal/jgishttp://dx.doi.org/10.4236/jgis.2015.72011

TAKHERIST D. (1990)., Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins Nord Sahariens (Algérie) : apport de la gravimétrie et des donnée de puits. Thèse 3ème cycle, Université de Montpellier.

TAKHERIST, D., 1986: étude géothermique et gravimétrique dans les bassins sédimentaires de l'Ahnet, du Mouydir et d'Illizi. DEA –Université des sciences et des technologies du Langue doc (Motpellier).

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

WOLFGANG, MESCHEDE, MARTIN AND BLAKEY, RONALD C., (2011). Plate Tectonics: Continental Drift And Mountain Building Frisch,. Plate Tectonics: Continental Drift And Mountain Building. Heidelberg: Springer. An e-book on Plate Tectonics from Springer publishing.

YUSUF, S.N., M.V. JOSEPH, S.C. ALKALI AND A.Y. KUKU, 2011. Determination of porous zones using vertical electrical sounding data from basement rocks of Hussara, Askira UBA, North-Eastern Nigeria. Ozean J. Applied Sci., 420: 183-189.

Zouaghi, T. Bédir, M.; Melki, F.; Gabtni, H.; Gharsalli, R.; Bessioud, A. &Zargouni, F. (2010). Neogene sediment deformations and tectonic features of northeastern Tunisia: evidence for paleoseismicity. Arabian Journal of Geosciences, DOI 10.1007/ s12517-010-0225.

LA TROISIEME PARTIE

CHAPITRE V: LITHOLOGIE ET GEOCHIMIE DES FORMATIONS AQUIFERES SUPERFICIELLES

INTRODUCTION

Cette partie a pour objectif la présentation des caractéristiques physico-chimiques et géochimiques de différentes couches géologiques superficielles et en particulier les formations aquifères rencontrées dans la zone d'étude. Les résultats permettront de déceler d'éventuelles relations entre la composition lithologiques des couches géologiques et les fluides de la nappe de surface et d'argumenter les discussions géologiques et hydrodynamiques des chapitres suivants.
Enfin, quelques remarques seront faites sur l'origine de la minéralisation sans toutefois prétendre à un exposé exhaustif de la question.

V-1/METHODOLOGIE

V-1-1/**Au laboratoire**

1-a/**Acquisition des données analytiques** :

La préparation des échantillons de sols pour analyse physico-chimique;

L'échantillon destiné au laboratoire est soumis à différents traitements :

- Réceptions (identification et description) ;
- Séchages à l'air et/ou à l'étuve a environ 40°C ;
- Réductions des mottes ;
- Tamisages (avec pesée du refus si nécessaire) sur tamis 2mm ;
- Divisions sur échantillonneur-diviseur et broyage d'une aliquote sur broyeur planétaire ;
- Mise en boîte (terre fine) et en godet plastique (terre rebroyée).

1-a-1/Analyses physiques et chimiques :

Les analyses physiques et chimiques ont été réalisées aux laboratoires :

- laboratoire de biogéochimie des milieux désertiques l'université d'Ouargla ;
- laboratoire de pédologie de l'université d'Ouargla ;
- laboratoire de travaux public du sud (LTPS, U. Ghardaia) ;

Granulométrie :

Elle a été faite sur des échantillons de sol meuble (inférieur à 2mm) séchée à l'air libre, selon la méthode internationale à la pipette de Robinson, après décarbonatation et destruction de la matière organique puis la dispersion des particules par un dispersant énergique (héxamétaphosphate de sodium) et par agitation mécanique. Puis effectuer des prélèvements à l'aide de la pipette de Robinson, en appliquant la loi de Stokes (Aubert, 1978). Cependant pour certains échantillons nous avons effectué la granulométrie par tamisage (en 5 classes).

- Calcaire total :

Il a été déterminé par calcimétrie volumétrique à l'aide d'un calcimètre de Bernard, on utilisant la propriété du carbonate de calcium de se décomposer sous l'action d'un acide, en eau et gaz carbonique, ce dernier est recueilli, dans un tube gradué en millilitres (Aubert, 1978).

- Gypse :

Le dosage du gypse a été effectué selon la méthode proposée par Coutinet (1965), et dont le principe est le dosage des ions SO^{-2}_4 après une attaque aux carbonates d'ammonium et le chlorure de baryum.

- Matière organique :

Elle a été déterminée par un spectrophotomètre, en se basant sur le principe d'oxydation de la matière organique par une quantité en excès de dichromate de potassium en milieu sulfurique (AFNOR, 1999).

- Conductivité électrique :

Elle a été obtenue a partir de l'extrait de solutions de pâte saturées de sols. La mesure a été effectuée après la mise en équilibre.

- Le pH : La mesure a été effectuée sur des extraits dont le rapport terre/eau est de 1/2,5.

1-a-2/Analyses Minéralogiques :

1-a-2-1/Analyse par diffractomètre aux rayons X (DRX) :

L'analyse en diffraction de rayon X a été faite au laboratoire de physique de l'université de Laghouat en utilisant un appareil (Philips X'Pert-MPD X-ray Diffraction System). Nous avons analysé des échantillons en poudre représentant les principaux états de surfaces caractérisés.

Le diffractomètre des Rayons X utilisé (Philips X'Pert-MPD X-ray Diffraction System) ; utilise le montage de BRAGG – BRENTANO (photo III-1). Le faisceau de rayons X émis par le tube est limité par une fente de divergence afin de contrôler la surface irradiée de l'échantillon situé au centre du goniomètre. Le faisceau est focalisé par une fente réceptrice placée devant le détecteur qui enregistre l'intensité. L'anode du tube à Rayons X, les cristallites de l'échantillon participant à la diffraction et la fente du détecteur se trouvent sur le cercle de focalisation. Les Rayons X collectés par le détecteur sont convertis en impulsions électriques qui permettent de tracer les diagrammes de l'intensité du rayonnement diffracté en fonction de l'angle de diffraction : ($I= f(2\theta)$) qui sont la base de l'analyse. Pour les caractéristiques de l'appareil (voir tableau V.1 et Photo .V.1) :

Unité de contrôle	PW 3040
Goniomètre (Théta/Théta)	PW 3050/60
Générateur	PW 3040 (mppc)
Générateur de tension (kv)	40
Générateur de courant (mA)	50
Tube rayon X	PW3373/00 Cu LFF
Tube focus	Line
Take off angle (°)	6.00000
Radiation utilisée	K-Alpha1
K-Alpha1-longueur d'onde (A°)	1.54056
K-Alpha2- longueur d'onde (A°)	1.54439
K-Alpha1/ K-Alpha2 (A°)	
K-Béta- longueur d'onde (A°)	1.39222

Tableau. V.1 : Caractéristiques physiques de diffractomètre des Rayons X utilisé.

Photo .V.1: diffractomètre des Rayons X sur poudre (Philips X'Pert-MPD X-ray Diffraction System).

1-a-2-2/Le quaternaire des régions sahariennes:

Le quaternaire saharien se caractérise par des formations meubles et discontinues. La tectonique n'a eu que peu d'effets, hors la surrection de la Dorsale saharienne.

Pendant le Quaternaire la géomorphologie et la sédimentologie font état d'une aridification de plus en plus exprimée.

Une croûte de grés conglomératique à ciment siliceux en forme la surface "cette période, d'abord nettement sub-aride atténuée, correspond vraisemblablement au Plio-Villafranchien" (Aumassip et al., 1972; Rouvilois-Brigol, 1975). C'est une phase tectonique légère qui détermine des reprises d'érosion locales suivies de dépôts évaporitiques puis calcaires (Aumassip et al., 1972).

Au Pléistocène inférieur, le paysage actuel se met en place, dès alors les formations majeures se limitent à des glacis, terrasses, ergs et remblaiements. L'holocène se réduit à une terrasse dans la vallée de région, les zones rocheuses et leur périphérie et à des dépôts éoliens dont les caractéristiques varient au cours du temps (Aumassip et al., 2002).

Au villafranchien supérieur le réseau hydrographique endoréique s'oriente vers des zones basses et légèrement subsidentes, le Touat et le bas Ahnet dans cette dernière zone, le développement de grands lacs à Cardium et Ostracodes indique un climat tropical tandis qu'au Sahara Nord-Occidental les croutes calcaire, les écoulements torrentiels suggèrent un milieu plus aride de type méditerranéen (Fabre, 1974,1976 ; Gibert, 1984 ; Rognon, 1989). L'empâtement gypso-calcaire du glacis le plus élevé traduit, ensuite, une diminution des précipitations et une évolution vers un climat subaride (Aumassip et al., 1972).

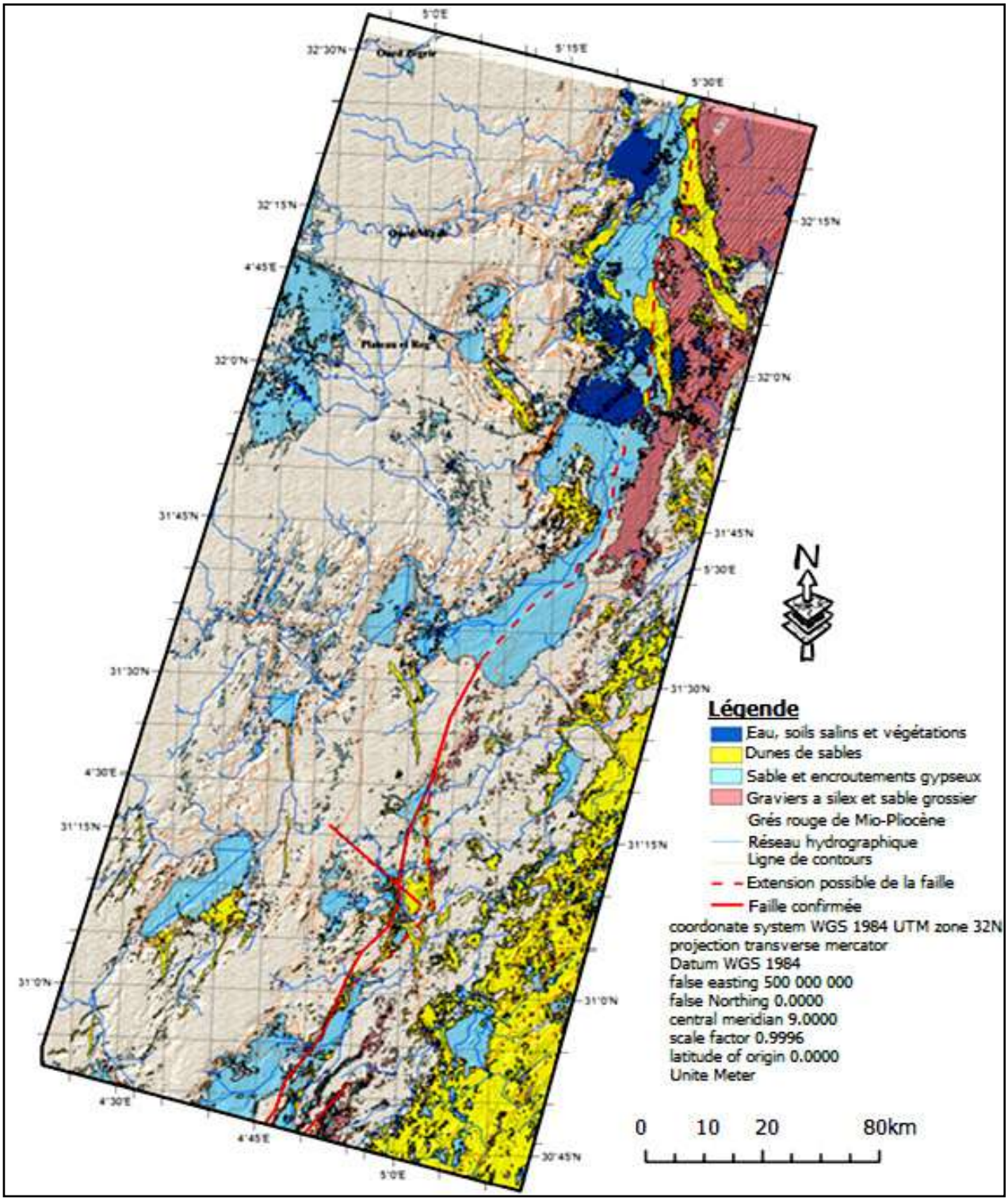


Fig. V.1 : carte de la géologiques de surface de Oued M'ya (Ouargla et ses environs)

Au pléistocène moyen une première phase de désertification s'installe voit l'édification des grande ergs de Sahara. Au pléistocène supérieur et suite à une phase humide les conditions redevenaient arides et provoquent l'ébauche de l'erg Chech.
Dans son étude détaillée des sédiments lacustres du paléo-lac de Mellala près d'Ouargla, Gilbert (1989 et 1990) a distinguée des phases humides autours de 13000 (B.P).

L'Holocène, depuis 10 000 ans environ nous vivons une dernière période aride. Autre évènements, se reforme le Grand Erg Occidental, et la plupart des grand massifs dunaires que nous connaissons (Fabre, 1976; Coudé-Gaussen, 1991).

1-a-3/**interprétation des résultats des analyses minéralogiques et géochimiques:**

En plus des travaux de laboratoire réalisés et pour compléter les analyses chimiques et minéralogiques, une partie d'analyses sont inspirés des travaux antérieures de (Hamdi Aissa., (2001)et Hadjkouider., (2012)). Nous avons surtout appuyé sur l'aspect physico-chimique et minéralogique dans le but de mieux caractériser les différents états de surfaces.

1-a-3-1/Les formations superficielles sable éolien moyen à grossier (d'âge actuel):

- Localisation : sur les regs (placages sableux) et dans les endroits abrités (Fig. V-1 et V-2).
- Description visuelle : formés par des particules jaunâtre et jaune clair à transparents siliceuses de taille différentes (plus au moins grossiers) entraînées par le vent qui s'accumulent dans les zones abritées formant des dépôts de sable plus ou moins développés (Photos V-2).
- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique : La granulométrie montre une dominance des sables grossier (>50%). La salinité est très faible avec un faciès sulfaté-magnésien et un pH basique (Tableau V-2). La minéralogie montre un quasi dominance du quartz (Fig. V.3).

Photos V-2 **:** formation de surface sables éoliens moyens à grossiers

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE $ds.m^{-1}$	pH
		X	Y	SG %	SF %	Lim %	Argil %					
E1	0-05	5°18'56''E	32°33'31''N	54	16	18	5	2.0	0	0	0.23	7.38
E2	0-04			50	20	19	4	1.0	0	0	0.22	7.40

Ech.	Prof. (cm)	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	HCO^-_3 mg/l	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	K^+ mg/l
E1	0.0-5	5°18'56''E	32°33'31''N	0.011	0.27	0.22	0.018	0.125	0.18	0.161
E2	0.0-5			0.009	0.25	0.23	0.014	0.122	0.19	0.180

Tableau V-2 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques

/- Résultats d'analyses en DRX :

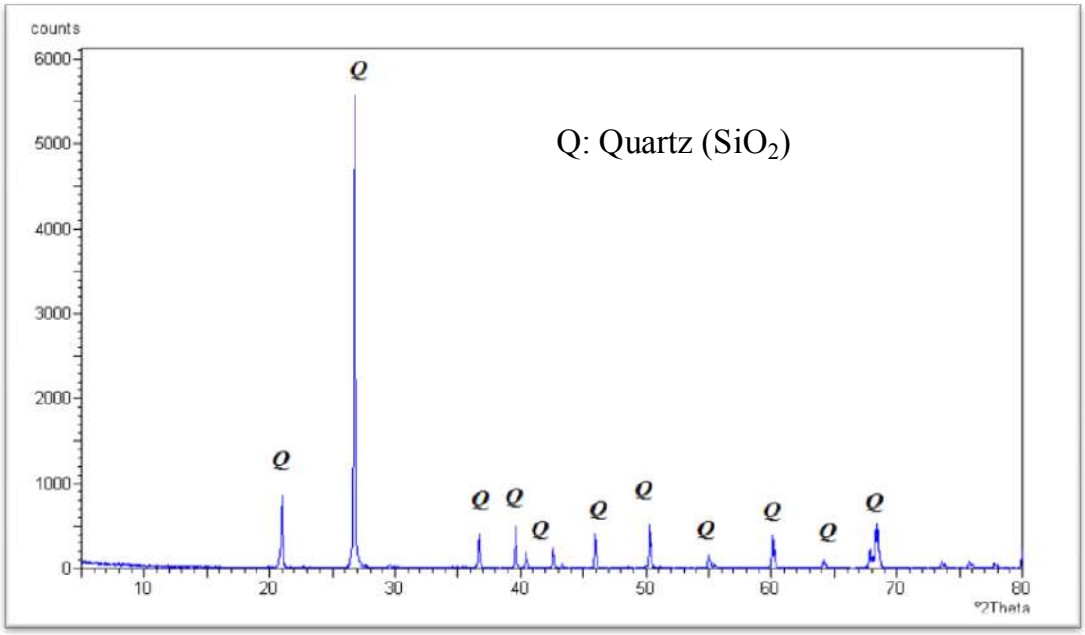


Fig. V.2: Diffractogramme de rayon x de formation de surface sables éoliens moyens à grossiers qui ne montre que quartz.

1-a-3-2/les formations superficielles sables fins à moyens limoneux (d'âge actuel):

- Localisation : sur le reg (placages sableux), dans les zones abritées et dans les lits de cours d'eau (Oued et petits ravins) (Fig. V-1 et V-2).

- Description visuelle : formés par des particules jaunâtres à jaune terne de taille différentes (plus au moins fines) entraînées par le vent qui s'accumulent dans les zones abritées formant des dépôts de sable plus ou moins étendus (Photos: V-3).

- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique : La granulométrie montre une dominance des sables fins (>50%). La salinité est très faible avec un faciès sulfaté-magnésien et un pH basique (Tableau. V.3). La minéralogie montre un quasi dominance du quartz et des traces d'Analcime (Fig. V.4).

-Couleur de l'échantillon sur terrain : 5 YR 6/6
-Position : x : 5 22 59.43 E y : 32 24 00.91 N

Photos: V-3 **:** formation de surface sables fins à moyens limoneux.

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE ds.m^{-1}	pH
		X	Y	SG %	SF %	Lm %	Argl. %					
E1	0-03	15°18’55’’E	32°35’40’’N	17	28	45	10	5.0	2	0.5	0.30	7.10
E2	0-05			15	27	47	10	4	3.0	0.23	0.35	7.15

Ech.	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO^-_3 mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	K^+ mg/L
E1	0-03	15°18’55’’E	32°35’40’’N	0.013	0.22	0.19	0.017	0.17	0.02	0.07
E2	0-05			0.06	0.25	0.17	0.012	0.19	0.032	0.1

Tableau. V.3 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques :

/Résultats d’analyses en DRX :

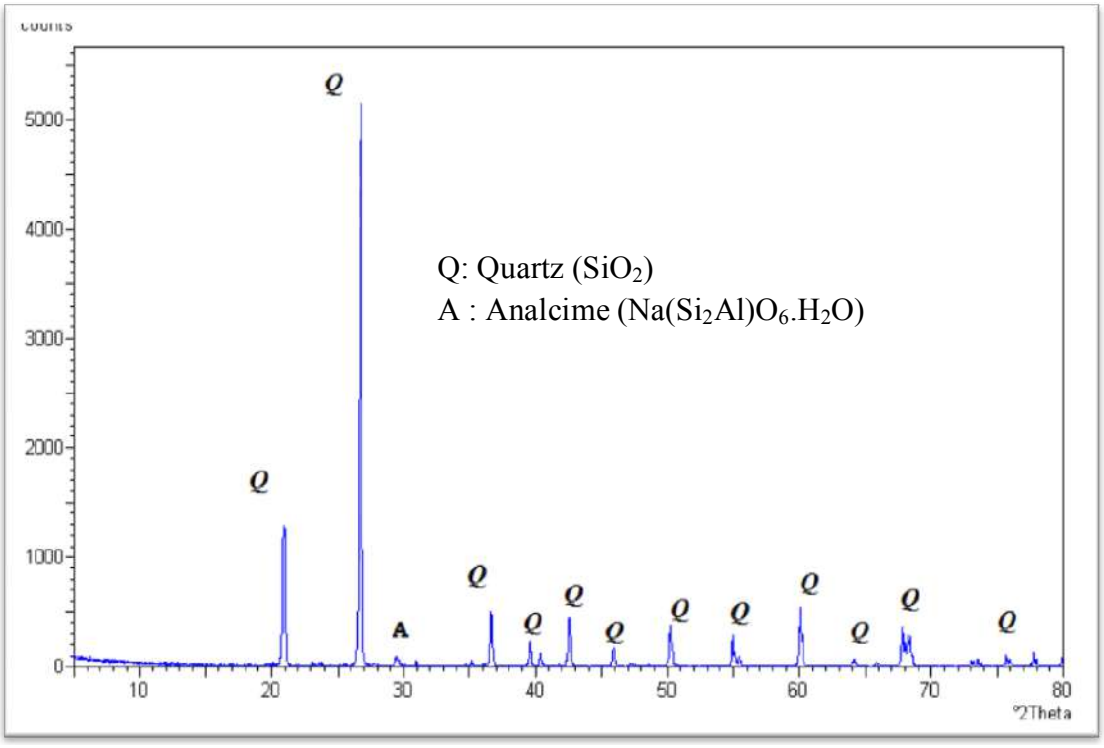
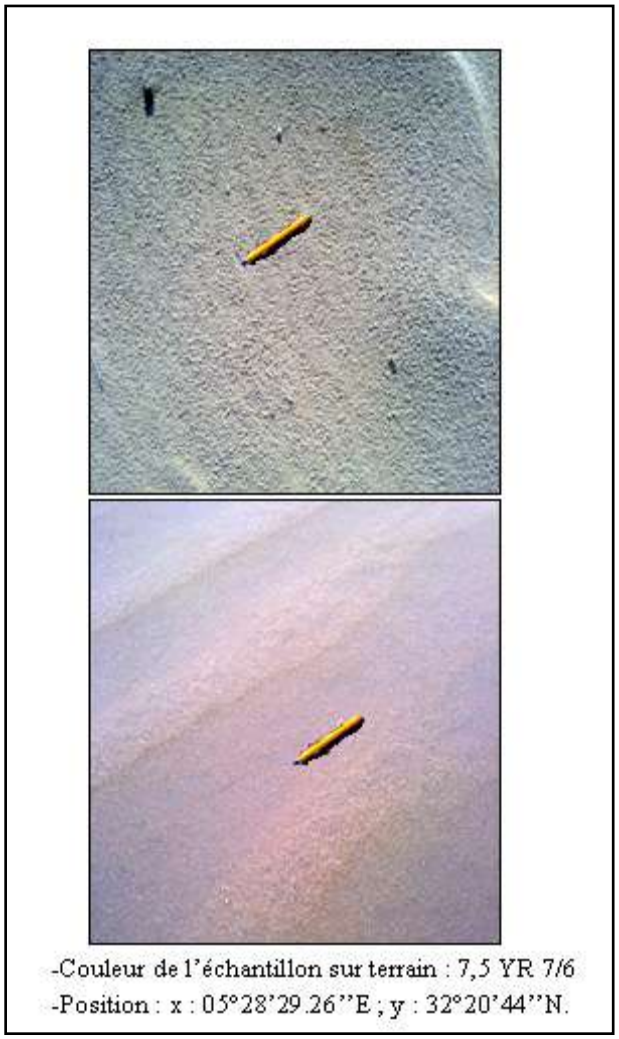


Fig. V.4: Diffractogramme de rayon x de formation de surface de surface sables fins à moyens limoneux.

1-a-3-3/- les formations superficielles sables fins gypseux blanchâtres (d'âge actuel):

- Localisation : coté Est du Sebkha et voisinage des carrières et affleurements gypseux, dans la direction du vent (Fig. V-1 et V-2).
- Description visuelle : Texture sableuse, avec beaucoup de tâches blanchâtres et de cristaux de gypse, de couleur blanchâtre pas d'effervescence à l'HCl (Photos:V-4).
- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :La granulométrie montre une des sables fins à grossier (>50% du sables fins). La salinité est faible à moyenne avec un faciès sulfaté-calcique et un pH basique (Tableau V-4), la minéralogie montre dominance du gypse, bassanite avec du quartz (Fig. V.5).



Photos:V-4 : formation de surface sables fins gypseuse blanchâtre.

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE $ds.m^{-1}$	pH
		X	Y	SG %	SF %	Lm%	Argl. %					
E1	0-05	5°28'29''E	32°20'44'' N	25	55	17	03	0,78	25,51	0	4.82	7.8
E2	0-05			22	58	15.5	4.5	0.75	27.2	0	4.65	7.63

Ech.	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO^-_3 mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	K^+ mg/L
E1	0-05	5°28'29''E	32°20'44''N	0.25	23.5	2	0.035	5.2	0.15	0.12
E2	0-05			0.15	20.35	2.70	0.024	2.70	0.13	0.10

Tableau V-4 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques

/Résultats d'analyses en DRX :

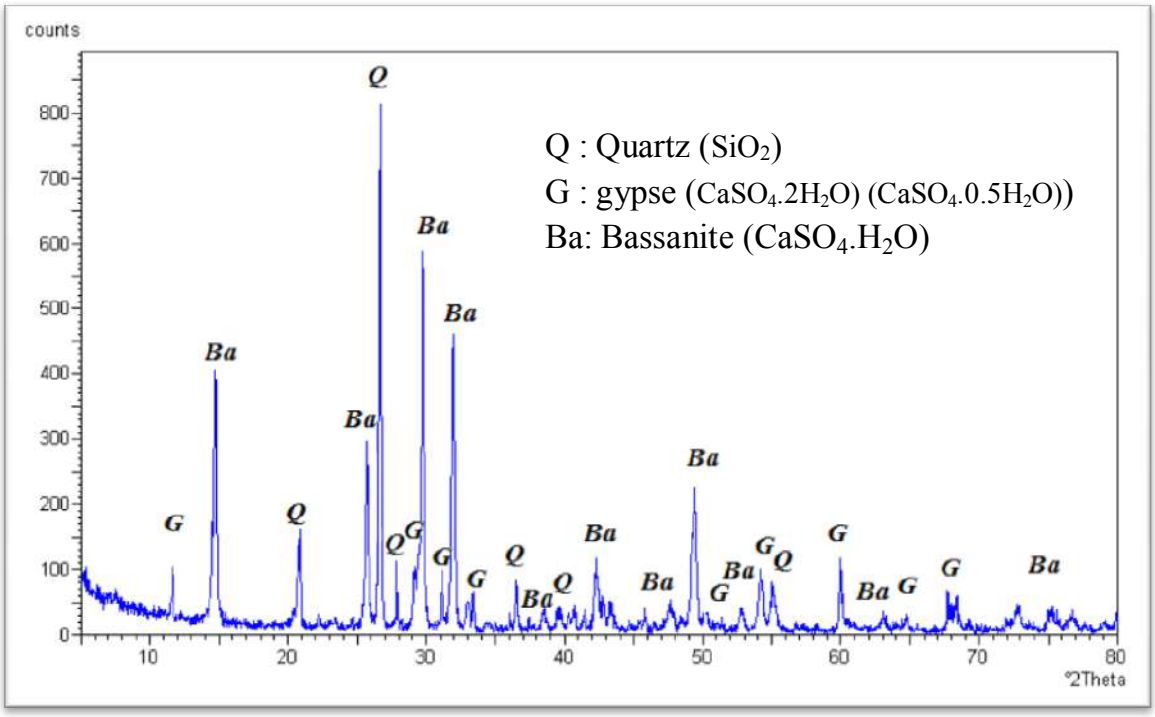


Fig. V.5: Diffractogramme de rayon x de formation de surface à sable gypseux blanchâtre.

1-a-3-4/les formations superficielles graviers silex (terrasse alluviale) probablement d'âge Actuel:

- Localisation : coté Est de la région d'étude (Fig. V-1 et V-2).
- Description visuelle : formée de plus de 30% d'éléments de tailles de 0.2 à 0.5cm, arrondi à sub-arrondi de nature siliceux et d'une fraction sableuse quartzique (transparente à translucide) généralement grossier (Photos : V-5).
- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :La granulométrie montre une dominance des sables grossier (>50%). La salinité est très faible avec un faciès sulfaté-magnésien et un pH basique (Tableau V-5). La minéralogie montre un quasi dominance du quartz (Fig. V.5).

Photos:V-5 **:** formation de surface graviers de silex (terrasse alluviale).

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE $ds.m^{-1}$	pH
		X	Y	SG %	SF %	Lm %	Argl. %					
E1	0-05	5°29'46''E	32°26'36''N	61	25	12	2	0	0	0	0.15	7.72
E2	0-05			56	26	15	3	0	0	0	0.12	7.77

Ech.	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO_3^- mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	K^+ mg/L
E1		5°29'46''E	32°26'36''N	0.23	0.16	0.22	0.872	0.135	0.2	0.162
E2				0.20	0.22	0.25	0.77	0.14	0.17	0.131

Tableau.V-5 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques :

/Résultats d'analyses en DRX :

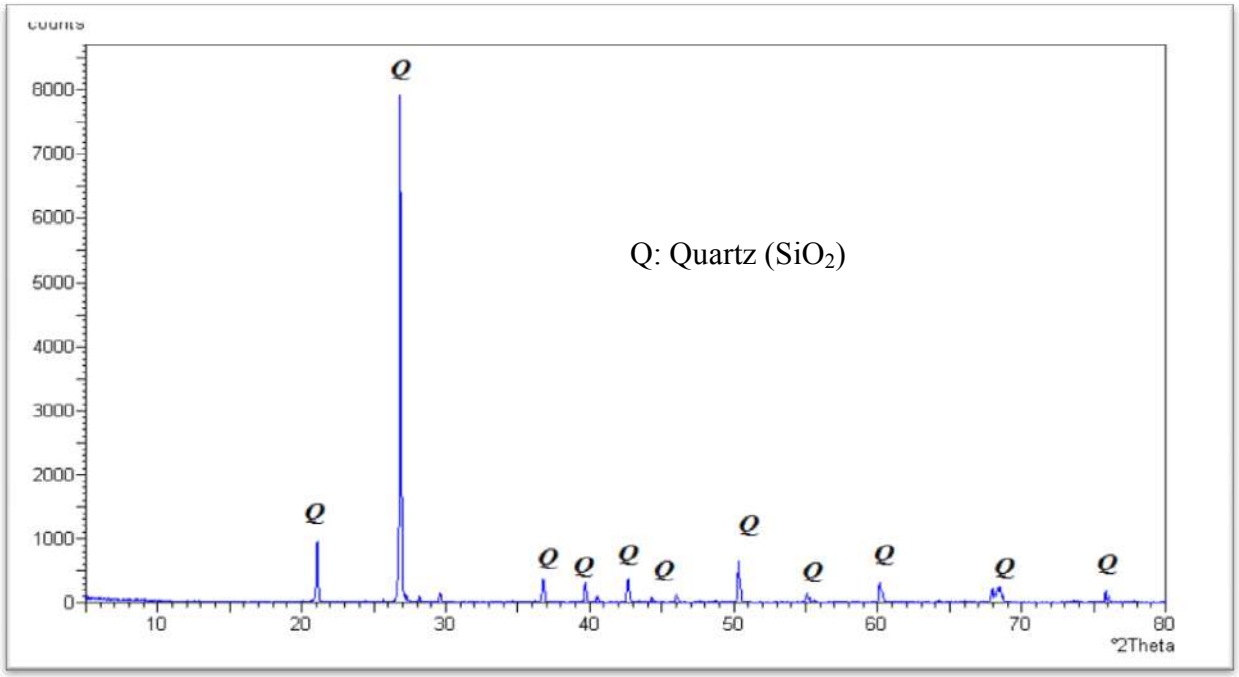


Fig. V.6:Diffractogramme de rayon x de la formation de surface gravier de silex (terrasse alluviale).

1-a-3-5/les formations superficielles encroûtement gypseux d'âge Quaternaire:

- Localisation : partout dans la région d'étude, Notons que les affleurements gypseux occupent les parties basses du relief (phénomène d'évaporation progressive) (Fig. V-1 et V-2)

- Description visuelle : Croûte gypseuse très dur de couleur blanche (10 YR 8/1) (état sec), faible effervescence à l'HCl, avec existence de cristaux de gypse, stratification lamellaire et fissure latérale, sèche (Photos: V-6).

- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :Le sol est caractérisé par une teneur très élevée en gypse, une très forte salinité (CE de 44 à 55 dS/m) avec un faciès géochimique chloruré-sodique (Tableau. V.6**)**. Sur le plan minéralogique, le diffractogramme (Fig. V.7) montre une dominance de bassanite et gypse avec la présence de quartz.

-Couleur de l'échantillon sur terrain : (10YR/8/2, 5YR/8/2)
X: 5°25' 19"E Y: 32°17' 32"N

Photos:V-6 **:** formation de surface encroûtement gypseux (polygonal et massif).

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE ds.m^{-1}	pH
		X	Y	SG%	SF %	Lm %	Argl. %					
E1	0-00	5°25’ 19’’E	32°17’32’’N	Roche solide				0.15	66.5	0	45.5	6.95
E2	0-00			Roche solide				0.17	52.23	0	51.40	7.2

Ech.	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl$^-$ mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO_3^- mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	K^+ mg/L
E1	0-00	5°25’ 19’’E	32°17’32’’N	470.5	44.2	2.70	442.5	30.3	28.5	13.43
E2	0-00			550.2	56.5	3.50	575.6	22.4	29.02	17.10

Tableau.V.6 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques :

/Résultats d’analyses en DRX :

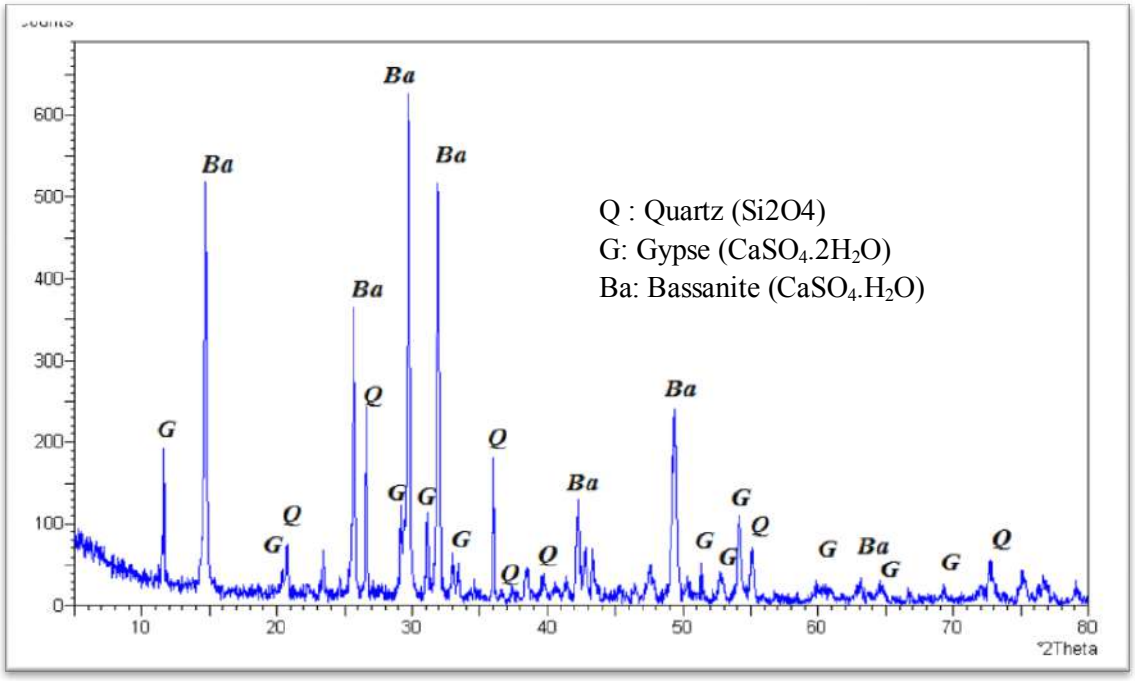


Fig. V.7:Diffractogramme de rayon X de surface croûte gypseuse polygonale

1-a-3-5/les formations superficiellessols salins humides et efflorescences salines d'âge Actuel:

Couleur de l'échantillon sur terrain : 7.5YR 4/6
X: 5°24'49"E Y: 32° 17' 32"N

Photos:V-7 : formation de surface sols salins humides et efflorescences salines

- Localisation : à l'intérieur et aux alentour de la sebkha et des dépressions salines (Fig. V-1 et V-2).
- Description visuelle : Texture sableuse, présence de beaucoup de tâches blanches non effervescentes, humide, brun rougeâtre (7.5YR 7/6) ; jaune rosâtre (7.5YR 7/4) à l'état sec, structure encroûtant laminaire à micro-reliefs très fragiles, riche en gypse (Photos: V-7).

- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :Les échantillons sont caractérisés par une teneur très élevée en gypse, une très forte salinité (CE de 44 à 55 dS/m) avec un faciès géochimique chloruré-sodique (Tableau V. 7). Sur le plan minéralogique, le diffractogramme (Fig. V.8) montre une dominance de quartz, gypse.

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés Géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE $ds.m^{-1}$	pH
		X	Y	SG%	SF %	Lm%	Argl. %					
E1	0-02	05°24'49''E	32°17'32''N	54	23	15	5	1.5	67.6	0	44.5	7.10
E2	0-05			46.5	40	5	6.5	0.05	48	0	55.5	7.72

Ech.	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO^-_3 mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	K^+ mg/L
E1	0-02	05°24'49''E	32°17'32''N	470.5	45.6	3.1	475	27.5	26.9	13.5
E2	0-0.5			552.13	57.8	2.75	480.25	22.5	27.8	15.2

Tableau V. 7: Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques (Hamdi-Aissa, B. 2001)

- /Résultats d'analyses en DRX :

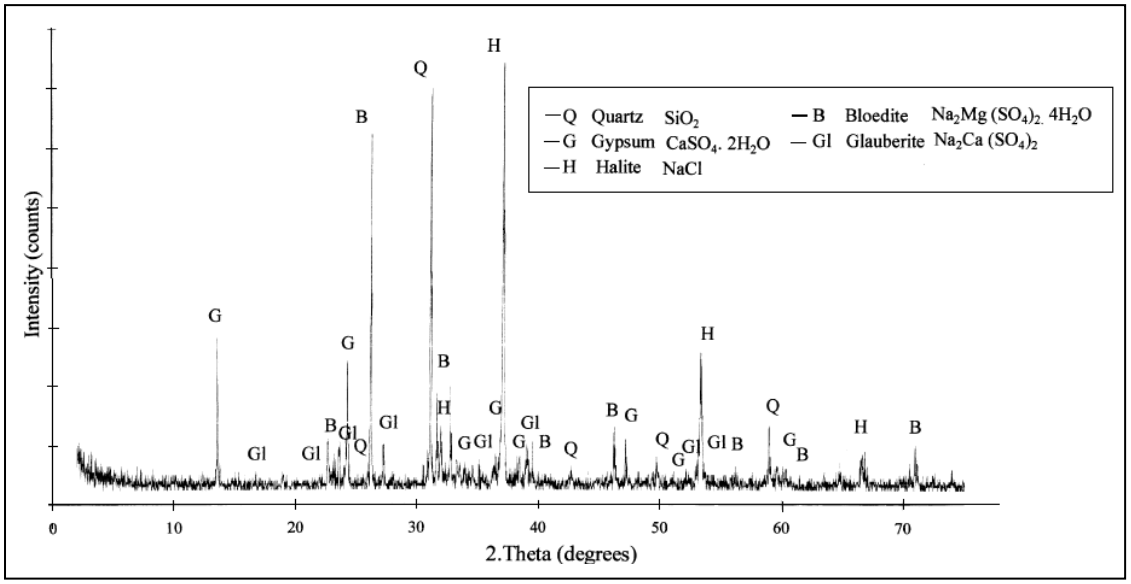


Fig. V.8: Diffractogramme de rayon x des sols salins humides et efflorescences salines (Hamdi-Aissa, B. 2001).

1-a-3-7/les formations superficielles plateau Pliocène continental (Reg calcaire) **:**

- Localisation : occupe la partie Ouest de la région d'étude (Fig. V-1 et V-2).

- Description visuelle : formation de surface à cailloux et graviers de couleur gris à gris claire ou pierreux à grés calcairo-gypseux micro-conglomératique (Photos: V-8**)**.

- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :

- La granulométrie montre une dominance des sables fins (>50%). La salinité est faible avec un faciès chloruré-sodique et un pH basique (Tableau. V.8). La minéralogie montre une dominance du quartz et du gypse (Fig. V.9).

Couleur de l'échantillon sur terrain 7.5YR 8/4

X: 5°18'03"E X: 32°32'16"N

Photos:V-8 : formation de surface plateau Pliocène continental (Reg calcaire).

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE ds.m^{-1}	pH
		X	Y	SG%	SF %	Lm%	Argl. %					
E1	0-00	05°18'03''E	32°32'16''N	ehcoR				45.3	0.25	0	2.25	7.75
E2	0-05			15	55	16	05	23.2	1.19	0	2.20	7.8

Ech.	Prof. (cm)	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	HCO_3^- mg/l	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	K^+ mg/l
E1	0-00	05°18'03''E	32°32'16''N	15.5	9.80	1.85	10.42	9.5	2.0	0.62
E2	0-05			55.10	16.5	0.65	20.2	30.2	5.50	1.65

Tableau.V.8 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques

- /Résultats d'analyses en DRX :

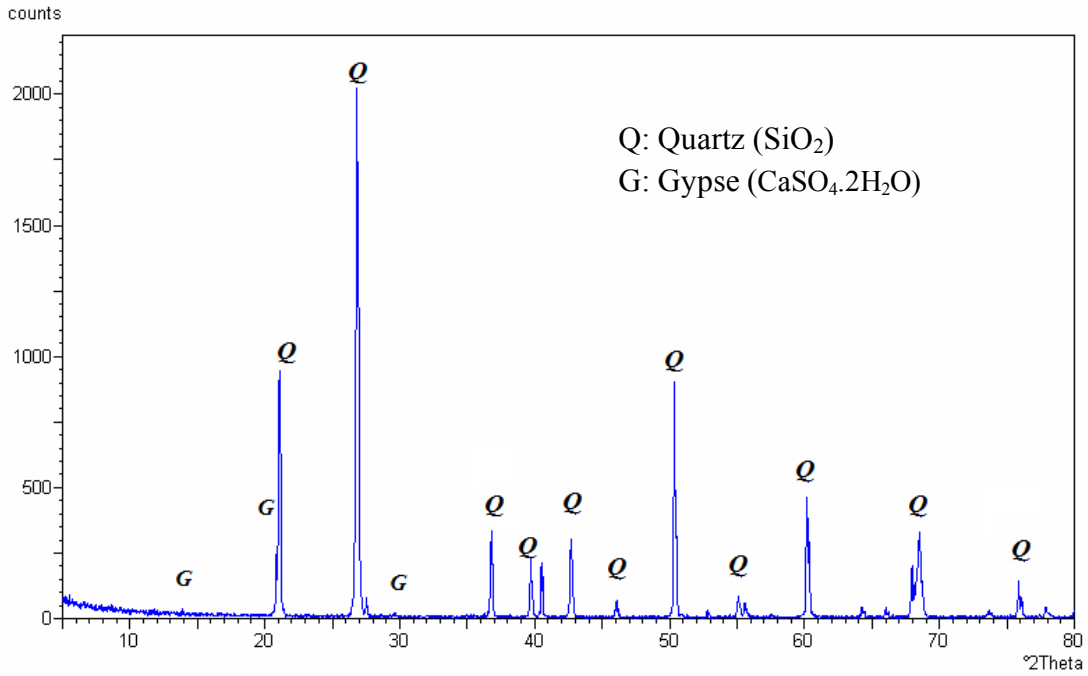


Fig. V.9: Diffractogramme de rayon x de l'état de surface plateau Pliocène.

1-a-3-8/les formations superficielles grés rouges Mio_Pliocène**:**

- Localisation : principalement dans le coté Ouest et Nord-Est du site (Fig. V-1 et V-2).
- Description visuelle : formé de la roche mère des grés rouges Mio-pliocène (collines de grés rouges à ciment argilo-carbonaté parfois gypseux) et de sable graveleux de glacis de couleur rougeâtre (7.5 YR 7/5) (Photos: V-9**)**.
- Caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogique :
- Le sol est caractérisé par une teneur faible à moyenne en gypse et en calcaire, une salinité moyenne (CE de 44 à 55 dS/m) avec un faciès géochimique chloruré-sodique (Tableau V.9). Sur le plan minéralogique, le diffractogramme (Fig. V.10) montre une dominance de quartz et de la calcite.

Couleur de l'échantillon sur terrain 5YR 5/3
X: 5° 18'26"E Y 32° 24' 11"N

Photos:V-9 : formation de surface grés rouges Mio-Pliocène

ECH	Prof. (cm)	Coordonnés géographiques		Analyses granulométriques				calc %	gypse %	M.O. %	CE ds.m^{-1}	pH
		X	Y	SG %	SF %	Lm %	Argl. %					
E1	0-05	5°18’26’’E	32°24’11’’N	Graviers (05-1cm)				3.5	2.15	0	5.62	7.85
E2	0-05			Graviers (0.5-1cm)				4.5	2.85	0	5.45	7.9

Ech	Prof.	Coordonnées géographiques		Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	HCO^-_3 mg/l	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	K^+ mg/l
E1	0-00	5°18’26’’E	32°24’11’’N	35.4	10.2	5.2	23.5	12.5	3.5	0.12
E2	0-00			33.5	11.17	4.95	21.6	12.3	3.2	0.10

Tableau V.9 : Caractéristiques physico-chimiques et géochimiques

/Résultats d'analyses en DRX :

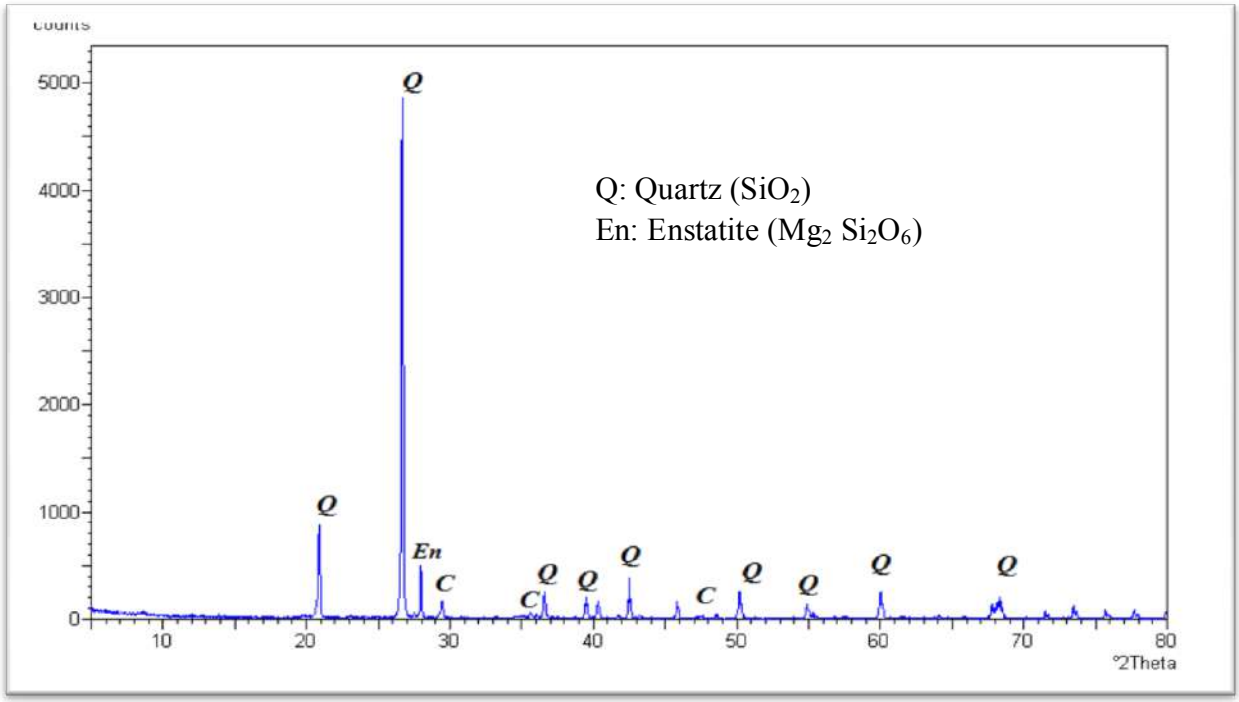


Fig. V.10: Diffractogramme de rayon x des grés rouge Mio-Plicène.

1-a-4--**Relation entre les différentesformations de surfaces :**

Relation génétique

Les formations de surfaces calcaro-gréseux et gypseux sont à l'origine de la plupart des autres états surfaces par érosions éolienne où hydriques (Fig. V.12) :

Etats de surface sable éolien grossièrs, sable fin à moyen limoneux, sable fin gypseux blanchâtre et sols salins des dépressions et endroits fermés endoréiques.

Les formations de surface caillouteux et pierreux, sablo – graveleux, limoneux présentent un tri mécanique donnant une distribution horizontale des sédiments qui se réalise d'une manière générale suivant une granulométrie décroissante. On observe ainsi le passage progressif de formations grossières aux accumulations fines de la classe des limons, cette répartition apparaît clairement de part et d'autre du lit d'oued.

Relation spatial

La formation de surface de nature calcaro–gréseux correspond à toutes les formes d'affleurement du substratum géologique sur lequel se dépose les autres classes ; La formation de surface gréseux détritique se localise généralement sur les piémonts des plateaux, résultant de l'érosion des affleurements rocheux de la classe précédente (Fig. V.11).

La formation de surface sableux correspond à toutes les formes d'accumulations éoliennes qui se trouvent généralement en position haute par apport aux autres classes. La formation de surface gypseux correspondent à des accumulations secondaires de gypse sous forme de plaquettes et d'encroûtements et occupe généralement les parties basses du relief (roche d'origine évaporitique).

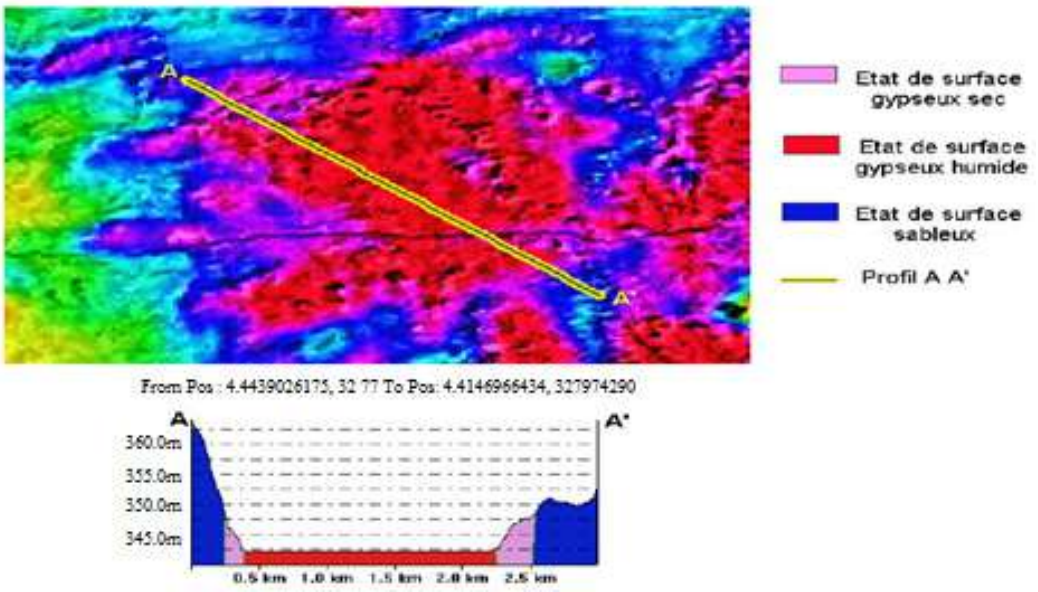


Fig. V.11: Profil montrant la relation spatiale entre l'état de surface gypseux sec et humide (BENDADA, 2009)

La formation de surface Limono sableux et l'état de surface à alluvions se localisent le plus souvent aux niveaux du lit d'oued et les dayas.

- **Relation chronologiques :**

La formation de surface de nature calcaro–gréseux correspond à toutes les formes d'affleurement du substratum géologique sur lequel se dépose les autres classes et représente le plus ancien affleurement géologique dans la région d'étude (Mio-pliocène et pléistocène) .

La formation de surface sableux correspond à toutes les formes d'accumulations éoliennes représente les états de surfaces les récent d'âge Quaternaire (actuel).

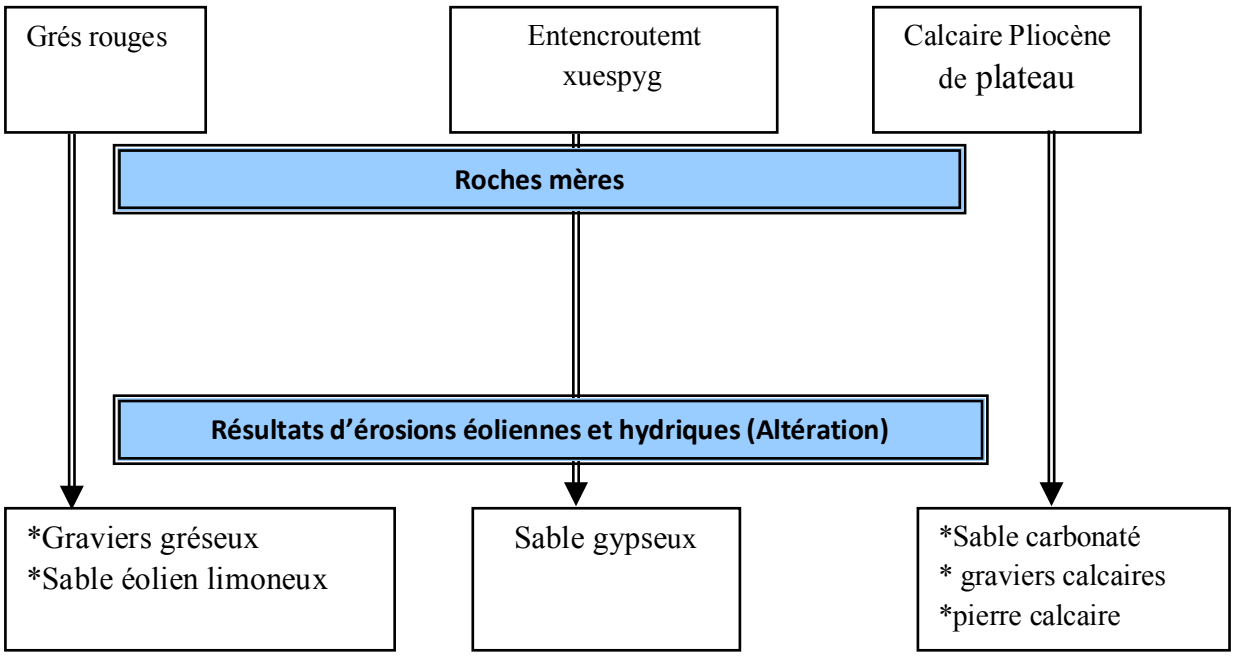


Fig. V.12: Représentation schématique de la relation génétique entre les formations de surfaces (Hadjkouider. M., 2012).

Conclusion :

Sur la base de ce qu'a été développé on peut conclure que les formations géologiques de surface peuvent être différenciées en fonction de leurs positions naturelles :

Sur le plateau : les affleurements présentent une surface graveleuse, reg à graviers ou pierreuse, reg à pierre, et des voiles éoliens. Cet horizon de surface surmonte une croûte calcaire à dolomie (Km), très dure, de 30 cm d'épaisseur. On trouve ensuite un horizon calcaire, nodulaire, moins dur et fissuré, entre 35 et 60cm puis, au-delà de 60cm, un horizon pétrogypsique à 57% de gypse. La conductivité électrique (CE) est faible (1,97 à 3,4 $dS.m^{-1}$), le pH est neutre. C'est un LITHOSOL pétrocalcarique de Hamada à encroûtement gypseux en profondeur.

Sur le glacis : à 140m d'altitude, le sol est constitué d'un matériau meuble, exclusivement détritique, hérité de l'altération du grès à sable rouge du Mio-Pliocène. C'est le sol le plus pauvre en gypse de la région ; jusqu'à 8 m de profondeur, il ne présente aucun niveau d'encroûtement ; le maximum de CE est de 22,05 dS.m- 1 entre 25 et 75 cm de profondeur. Il s'agit d'un REGOSOL sableux à graviers, saliques

Les sols du centre de la sebkha : se caractérisent par une croûte saline qui repose sur un matériau limono-sableux. La teneur en gypse est de 11 à 21%. Le pH est de 6,8 à 7,6. La CE est de 160,7 dS.m-1 dans la croûte saline, puis descend à 38,2 dS.m-1 dans les horizons sous-jacents. Il s'agit d'un SALISOL chloruré sulfaté.1.9.3.2. g/Les sols de la bordure de la sebkha : se caractérisent soit par une croûte saline de surface similaire à celle du centre dela sebkha, soit par une croûte peu développée à surface lisse plus ou moins battante. Dans les deux cas, la couverture pédologique peut comporter ou non des horizons gypseux et/ou calcaire. Les teneurs en gypse varient de 8,5% dans la croûte saline à 77,8% dans l'horizon pétrogypsique de profondeur. On a ainsi toute une gamme de SALISOLS chloro-sulfatés, avec ou sans horizon gypseux et/ou calcarique.

Dans le chott : l'horizon de surface est une croûte gypseuse épaisse ou polygonale, blanchâtre (7,5 YR 8/4), partiellement couverte de voiles de sable éolien gypso-siliceux et de nebkhas associés à une végétation gypsohalophiles à *Zygophylum album*.

A 15-20cm d'épaisseur, on trouve un encroûtement gypseux pulvérulent (Ys), homogène, de couleur jaune rougeâtre très claire (7,5 YR 7/4 en sec). En dessous, on trouve un encroûtement gypseux induré de 40cm d'épaisseur, moins riche en gypse quel'horizon précédent. La nappe phréatique est à 5,80m. Le solum non calcaire présente une teneur en gypse décroissante de 68,6 % dans la croûte polygonale à 43%. La CE varie de 17,2 à 54,6 $dS.m^{-1}$, le pH est de 7,8. C'est un SALISOL chloruré sulfaté à horizon gypseux (Ys) et pétrogypsique de surface.

VI -1/LES METHODES DE REALISATION DE XRD ET XRF

La diffraction de rayon X est une technique d'analyse très bien connue**,** elle permet de déterminer les phases présentes dans un solide et ainsi d'obtenir sa composition élémentaire et moléculaire par exemple, elle permet de rapidement identifier les principales phases dans un minerai ou un résidu industriel.
La méthode générale consiste à bombarder l'échantillon avec des rayons X, et à regarder l'intensité de rayons X qui est diffusée selon l'orientation dans l'espace (Fig. VI-4). Les rayons X diffusés interfèrent entre eux, l'intensité présente donc des maxima dans certaines directions ; on parle de phénomène de «diffraction». On enregistre l'intensité détectée en fonction de l'angle de déviation 2θ ("deux-thêta"1) du faisceau ; la courbe obtenue s'appelle le «diffractogramme».

L'échantillon est une poudre homogène isotrope, ou bien un solide composé de minuscules cristaux soudés entre eux ; on parle de fait de «méthode des poudres». La source de rayons X est un tube sous vide, ou «tube de Coolidge», muni d'un dispositif permettant de ne sélectionner qu'une seule longueur d'onde (filtre, monochromateur) ; on travaille en monochromatique. Plusieurs montages différents permettent la mesure.

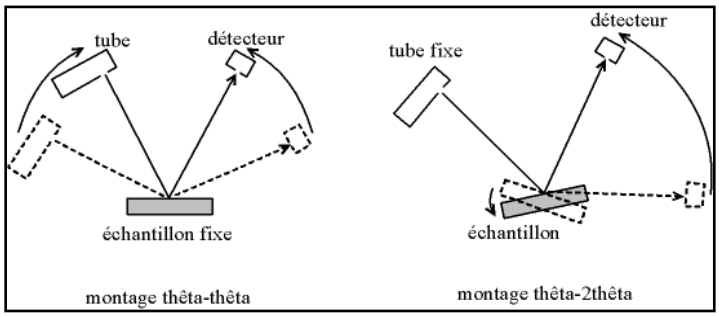


Fig. VI-1: réalisation de XRF montage θ-θ et θ-2θ.

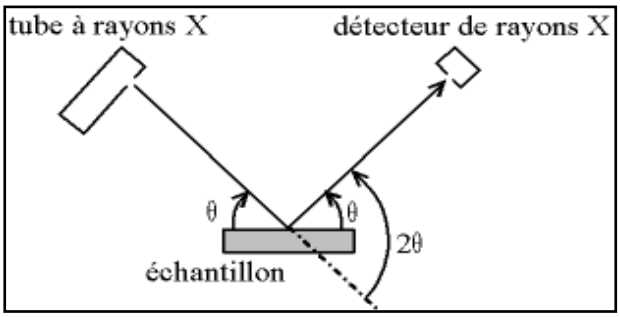


Fig. VI-2: Définition des angles dans le montage de Bragg-Brentano (XRD).

Les données recueillies sont ensuite représentées dans un graphique de l'intensité en fonction de l'angle, ce qui donne une série de « pics » ou de « lignes » qu'on appelle communément un patron ou un spectre de diffraction.
Les échantillons suivants ont été caractérisés en utilisant un diffractomètre à rayons X Philips 1050/1140 avec une anode en Cu et un compteur à scintillation PW1964; fonctionnait à 20 mA et 40 kV avec une vitesse de balayage de 1°/2θ /min.

Fig.VI-3 Le diffractomètre rayons X Philips X'PERT (XRD.DKSH- Technology-X-Ray) (Université Malaya- laboratoire de minéralogie)

VI -2/Fluorescence des rayons X, analyse XRF

La fluorescence des rayons X (XRF) est une technique non destructrice qui sert à quantifier la composition élémentaire des échantillons solides et liquides. On utilise les rayons X pour exciter les atomes qui sont dans l'échantillon, ce qui leur fait émettre des rayons X à énergie caractéristique de chaque élément présent. L'intensité et l'énergie de ces rayons X sont ensuite mesurées (Fig. VI-1).

La XRF combine, d'une part, une grande précision et une forte exactitude et, d'autre part, une préparation simple et rapide des échantillons pour en analyser les éléments allant du Béryllium (Be) à l'uranium (U), dans une plage de concentrations allant de 100% à des niveaux inférieurs à 1 ppm.

Grâce à l'utilisation d'une norme de référence appropriée, l'analyse XRF peut quantifier avec exactitude la composition élémentaire d'échantillons à la fois solides et liquide.

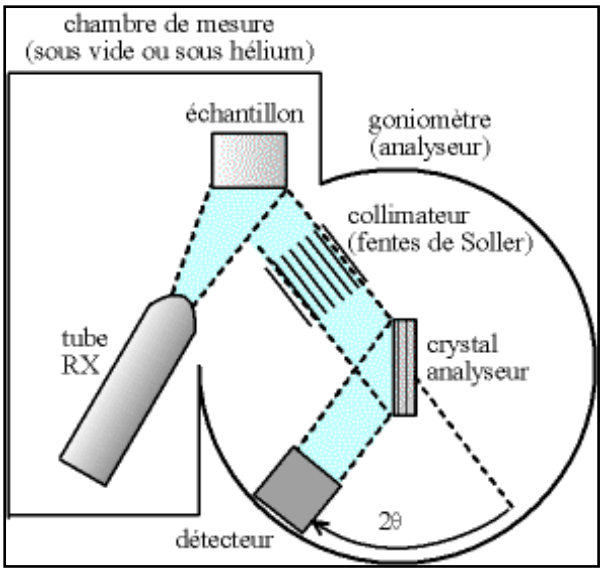


Fig. VI-4:Schéma de principe d'un appareil de fluorescence X dispersif en longueurs d'onde

(source:http://deuns.chez.com/sciences/fluo/fluo4.html)

Il existe deux systèmes XRF, un système à dispersion de longueur d'onde (WDXRF) et un système à dispersion d'énergie (EDXRF). La différence est la manière dont les rayons X sont détectés. Les instruments ont une très bonne résolution d'énergie, ce qui entraîne moins dechevauchements de spectre et des intensités d'arrière-plan améliorées. Les instruments EDXRF ont un rendement de signal plus élevé, ce qui peut abréger les temps d'analyse. Le fait d'avoir un rendement de signal plus élevé fait des systèmes EDXRF des systèmes qui conviennent à l'analyse des petits emplacements ou à l'analyse par cartographiehttp://www.eaglabs.fr/cm/xrf.html).

Fig .VI-5: Axios-max advanced X-Ray Fluorescence WD Sequential spectrometer (mineralogy laboratory -Malaya University-Malysia).

La recherche de phases minérales nécessite fréquemment une connaissance approfondie de l'échantillon (composition élémentaire pétrographique et phases attendues, Le logiciel informatique extrait quelques dizaines de fiches parmi plus de cent mille, aidant l'utilisateur à choisir celles qui correspondent le mieux à la

problématique, c.-à-d. dont la signature "colle" au diffractogramme et qui sont cohérente avec la nature supposée de l'échantillon.

L'identification des phases peut être compliquée en raison de possible décalages de pics, de variation des hauteurs relatives, de la faible quantité de certaines phases, de possibles superpositions de pics et de signatures semblables (isotopes).

VI-3/Méthodologie de traitement et d'interprétation des résultats

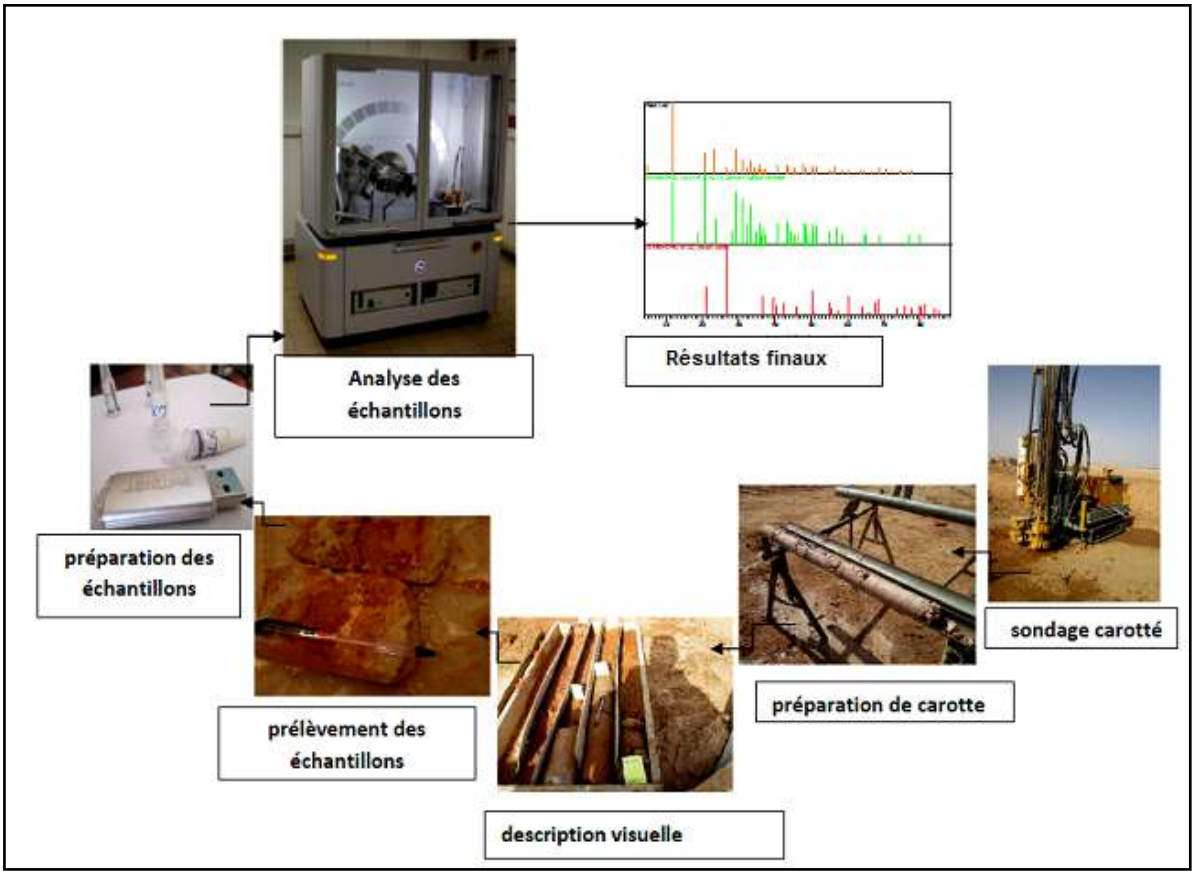


Fig. VI-6: les étapes de réalisation des analyses DRX et XRF.

L'analyse des phases d'un échantillon repose donc sur trois points importants :

- Une mesure de qualité (bonne préparation de l'échantillon, bons paramètres de mesure, appareil bien réglé) ;
- Une base de données de signatures adaptée au problème ("complète" dans le cas d'un échantillon totalement inconnu) et un algorithme de présélection performant la compétence et l'expérience de l'utilisateur pour le choix des phases.

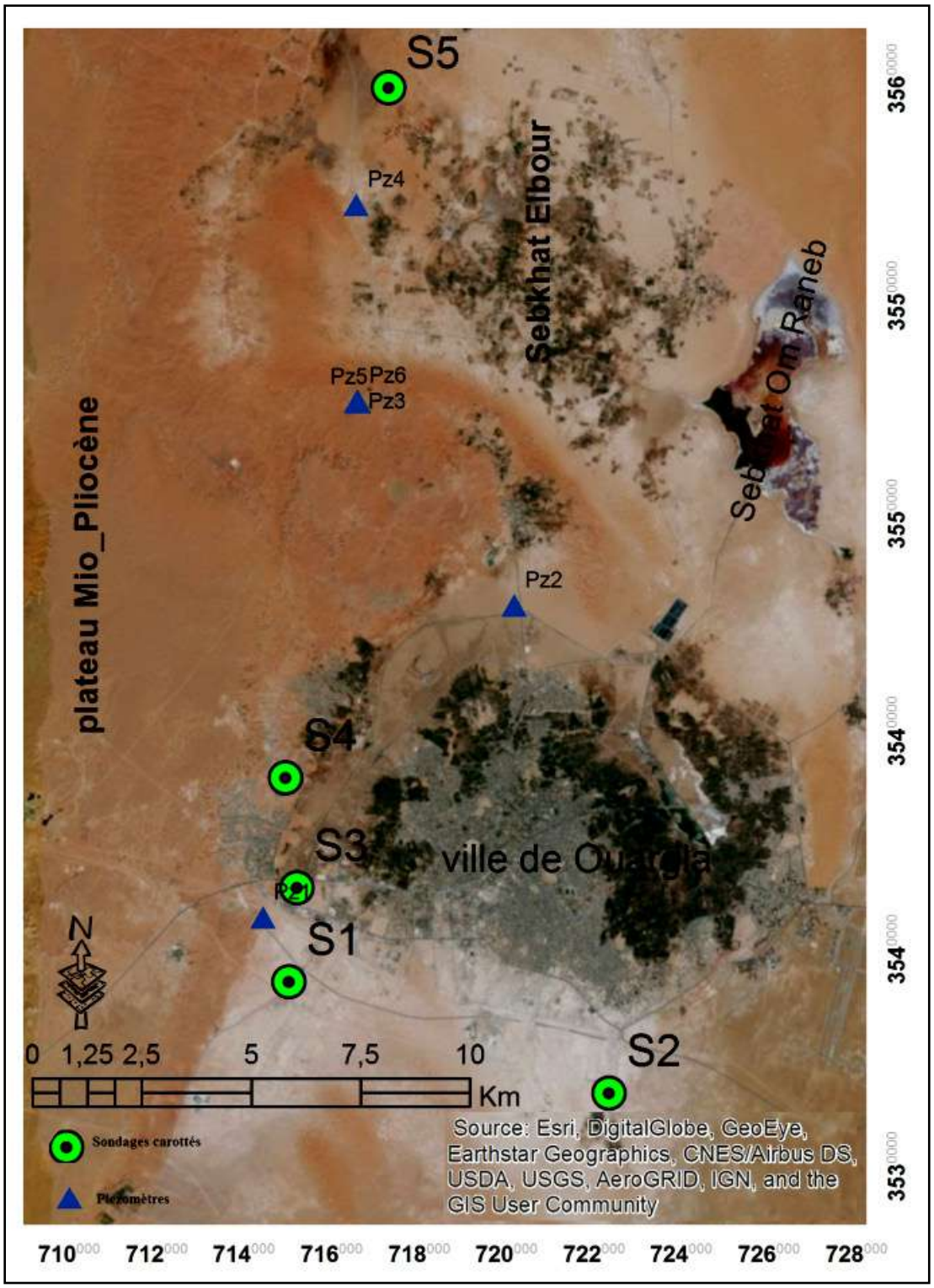


Fig. VI-7: plan de position sondages d'échantillonnage

VI-4/INTERPRETATION DES LES RESULTATS D'ANALYSES DRX ET XRF DES TERRAINS DE SUBSURFACES

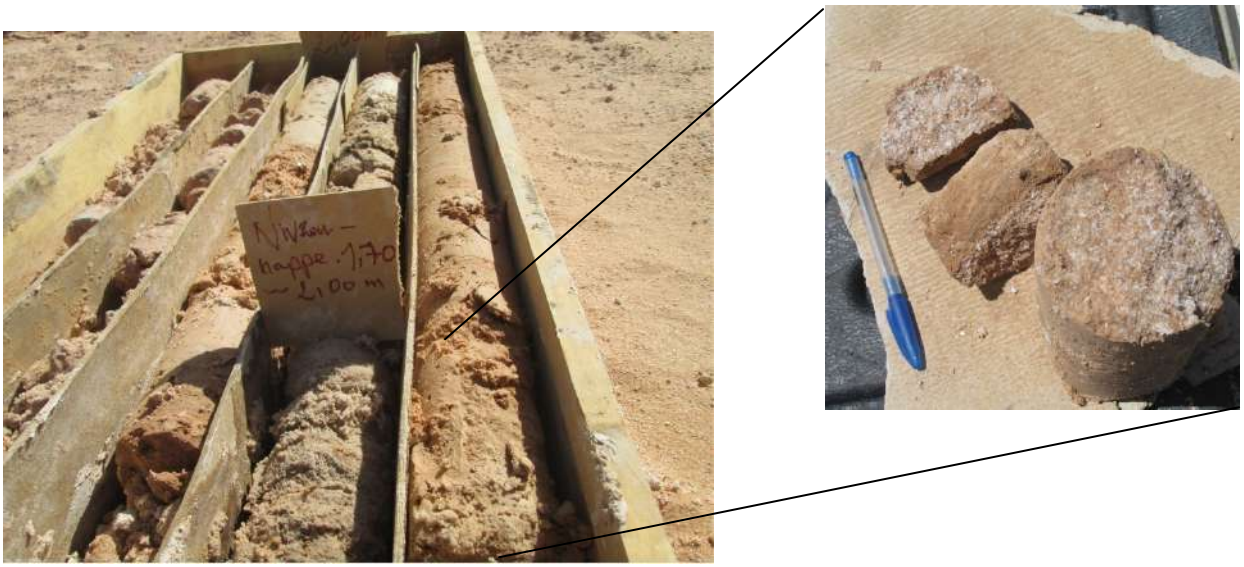


Photo .VI-1:échantillon analysé (sondage 1).

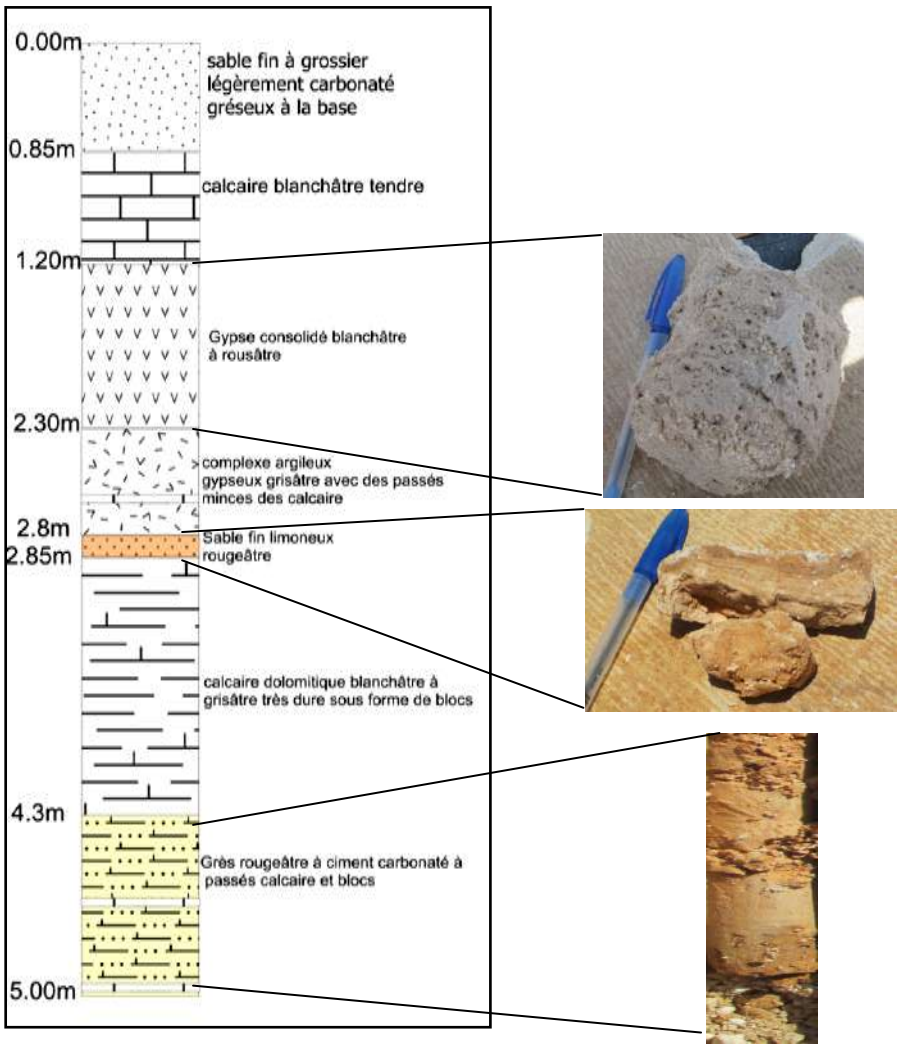


Fig. VI-8: coupe stratigraphique de sondage S1

VI-4-1/Les résultats d'analyse X Ray et XRFl'échantillon S1

- Les résultats d'analyse X RAY

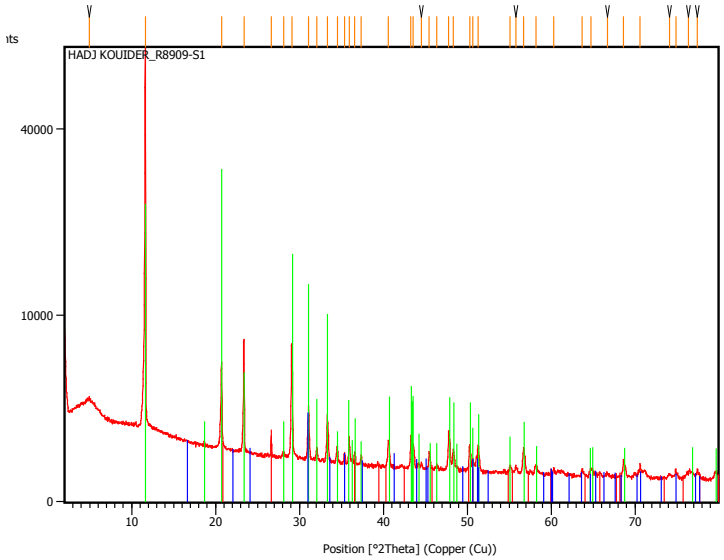


Fig. VI-9: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S1

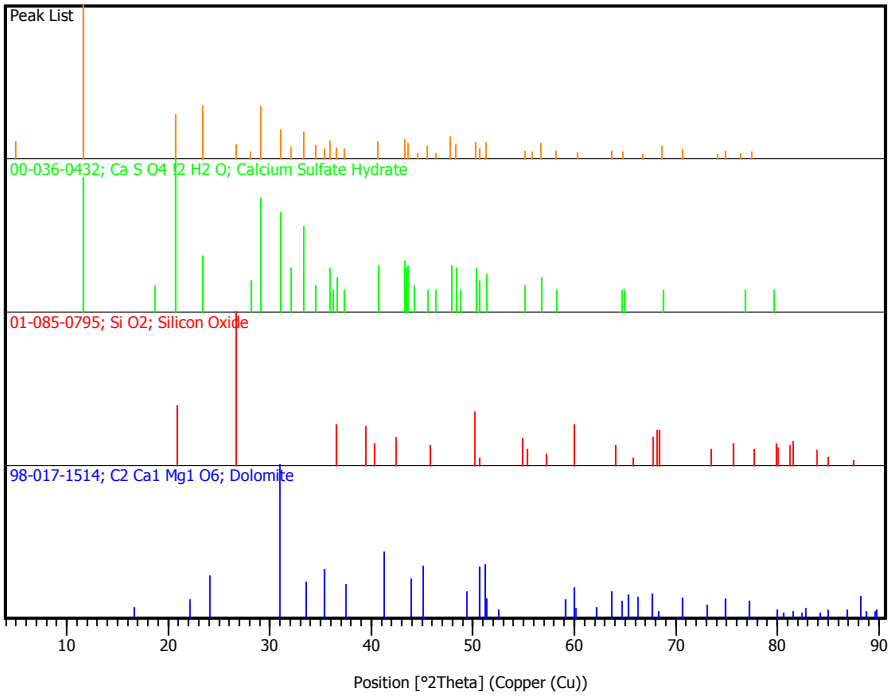


Fig. VI-10: les phases minérale identifies par les rayons X dans l'échantillon S1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
*	00-036-0432	32	Calcium Sulfate Hydrate	Ca $SO_4 2H_2O$
*	01-085-0795	23	Silicon Oxide	SiO_2

Tableau. VI-1: Liste de formules identifiées de l'échantillon S1

- Les résultats d'analyse XRF:

Compound	Value
F	0,238 %
Na2O	0,355 %
MgO	7,632 %
Al2O3	1,458 %
SiO2	12,102 %
P2O5	0,014 %
SO3	44,627 %
Cl	0,243 %
K2O	0,128 %
CaO	32,468 %
TiO2	0,059 %
Fe2O3	0,261 %
SrO	0,415 %

Tableau : VI-2: résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S1.

D'après ces résultats (XRF et XRD) on peut conclure que cet échantillon est un gypse ($Ca\ SO_4^2\ H_2O$) avec un taux de 77% des sulfates. Dans cet échantillon on remarque la présence de sable, de dolomie et des traces de sel.

VI-4.2/Les résultats d'analyse X Ray et XRFl'échantillon S2

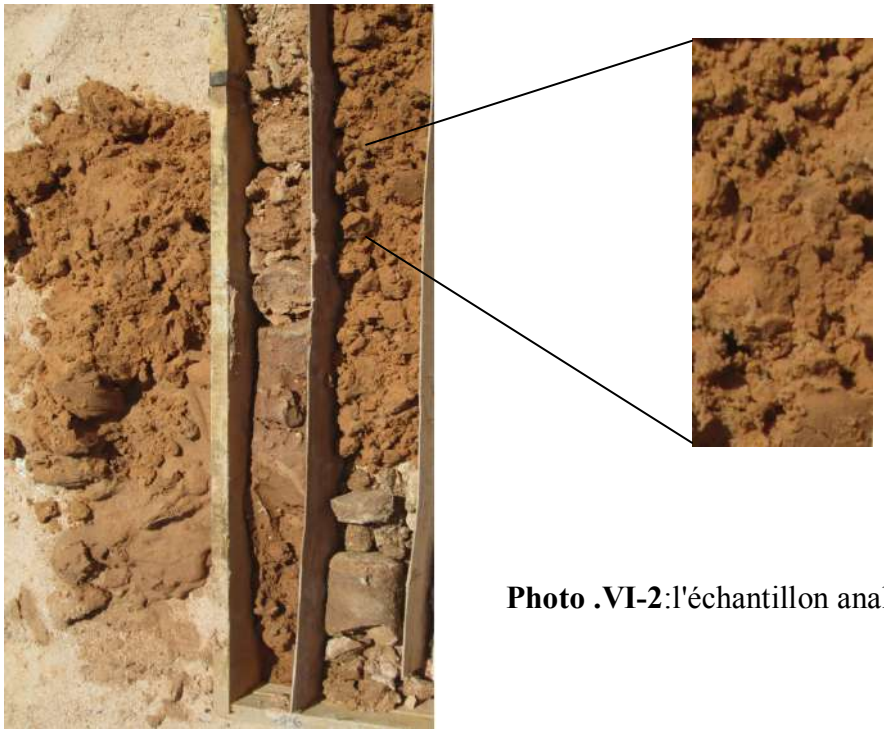


Photo .VI-2:l'échantillon analysé (sondage 2).

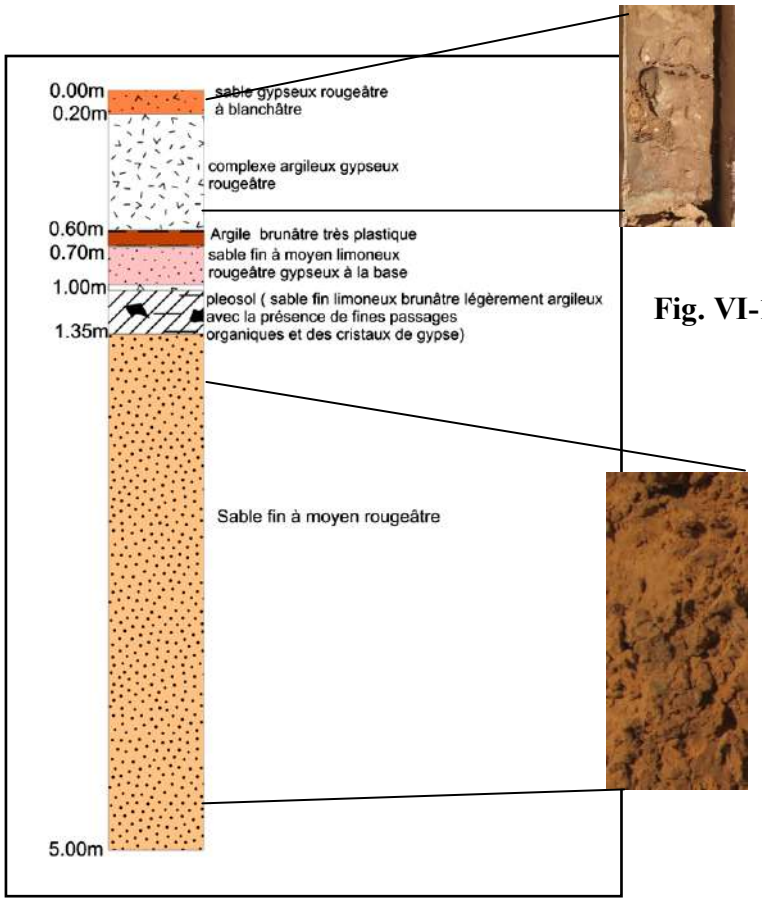


Fig. VI-11: coupe stratigraphique de sondage S2

- Les résultats d'analyse X RAY

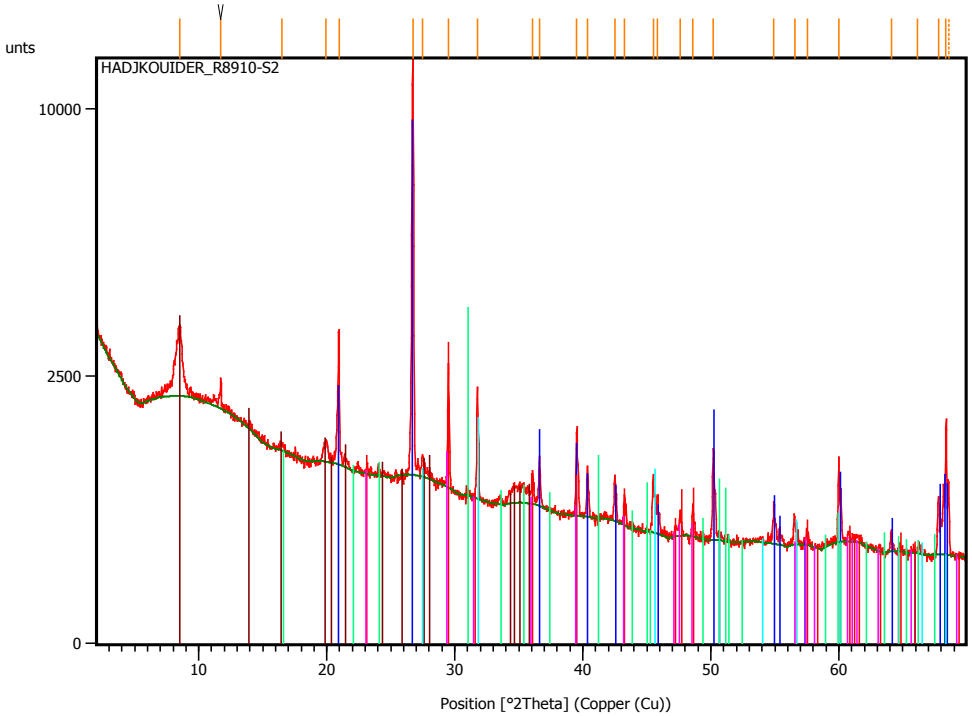


Fig. VI-12: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S2

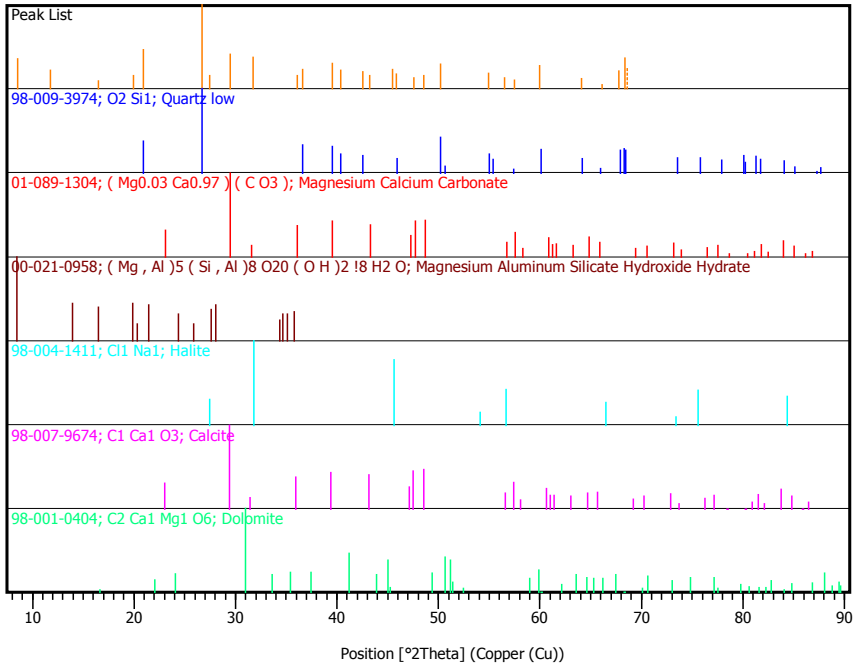


Fig. VI-13: les phases minérale identifies par les rayons X dans l'échantillon S2

Visible	Compound Name	Chemical Formula
*	Quartz low	SiO_2
*	Magnesium Calcium Carbonate	$(MgO_{0.3}\ Ca_{0.97})\ (CO_3)$
*	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide Hydrate	$(Mg,\ Al)_5\ (Si,\ Al\ )_8\ O_{20}\ (OH)_2 8H_2O$
*	Halite	NaCl
*	Calcite	$CaCO_3$
*	Dolomite	$(Ca\ Mg)\ C_2O_6$

Tableau VI-3: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S2.

- les résultats d'analyse XRF:

Compound	Value
F	0,322%
Na2O	4,514%
MgO	16,185%
Al2O3	6,184%
SiO2	51,232%
P2O5	0,05%
SO3	2,479%
Cl	6,718%
K2O	1,604%
CaO	7,666%
TiO2	0,262%
MnO	0,032%
Fe2O3	2,656%
CuO	0,017%

Tableau VI-4. Résultats de l'analyse XRF (% des oxydes) de l'échantillon S2.

Les analyses XRF et XRD montrent que cet échantillon est constitué de sable et des carbonates (grès à ciment carbonaté et dolomitique) avec 51% de dioxyde de silice (SiO_2) et de 16% de monoxyde de magnésium (MgO) et 8% de monoxyde de calcium (CaO). On note la présence des sels comme chlorure de sodium (NaCl).

VI- 4.3/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S3

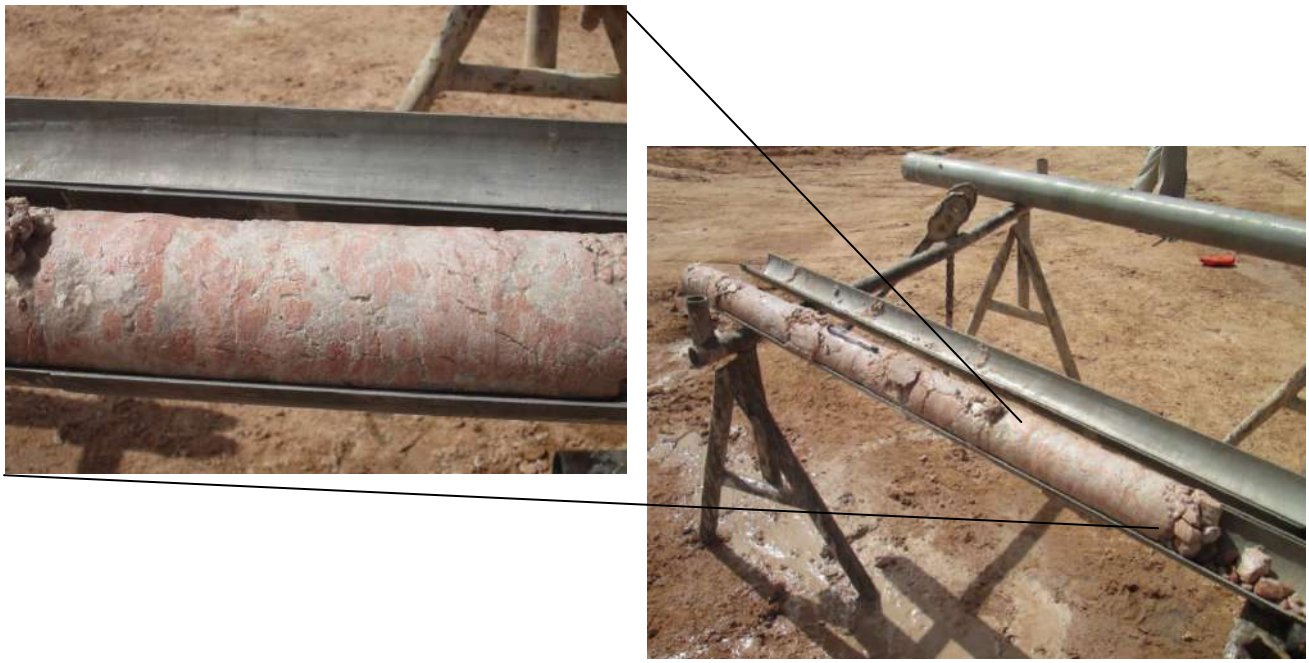


Photo .VI-3: l'échantillon analysé (sondage 3).

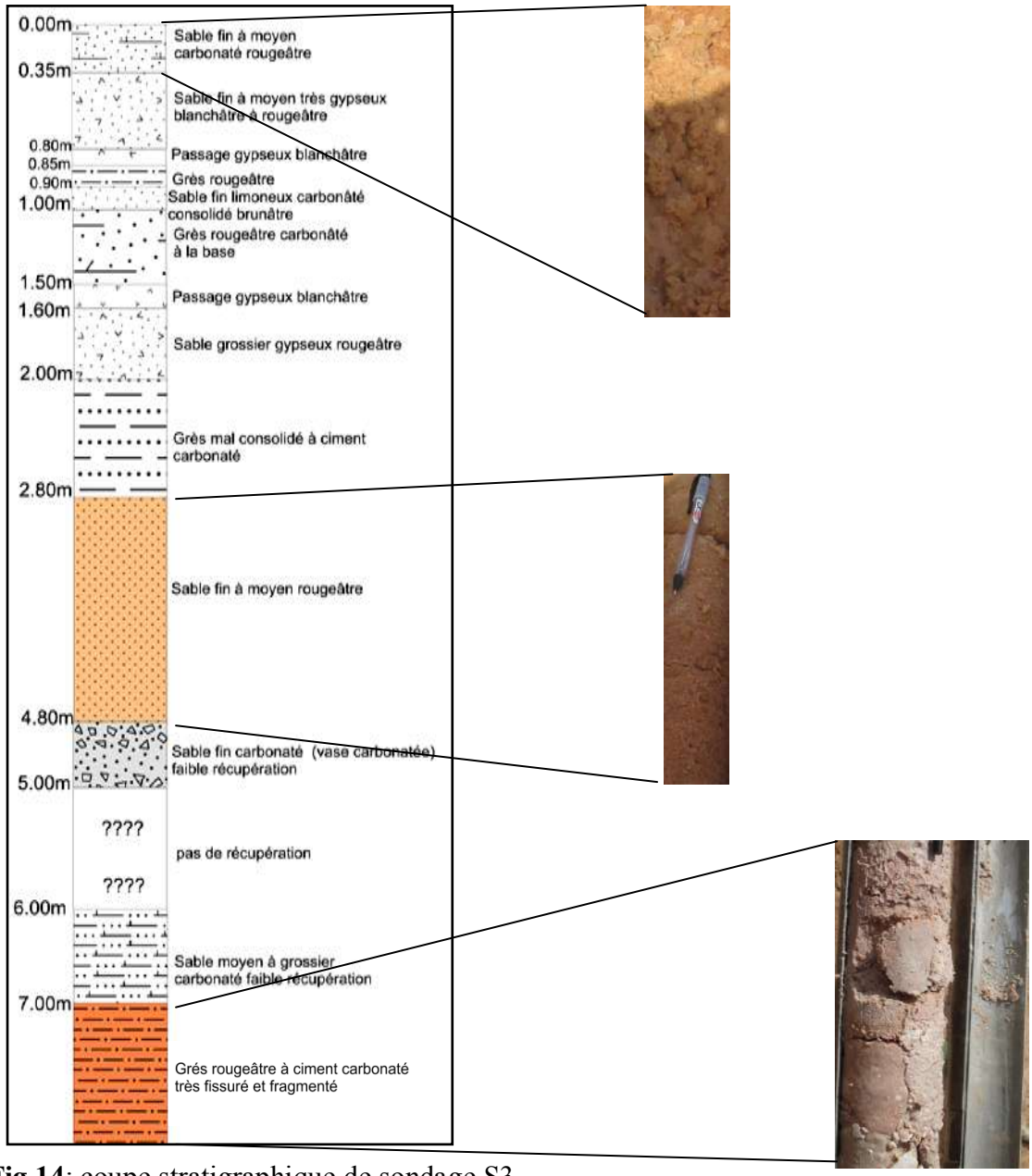


Fig.14: coupe stratigraphique de sondage S3

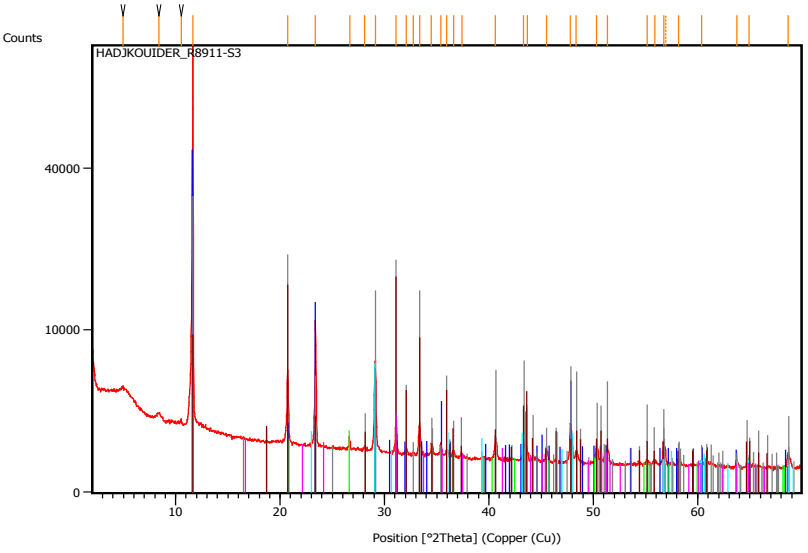


Fig.15: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S3

Visible	Score	Compound Name	Chemical Formula
*	36	Calcium Phosphate Hydroxide Hydrate	$CaPO_3$ (OH) $2H_2O$
*	14	Silicon Oxide	Si O_2
*	35	Gypsum	Ca H_4SO_6
*	46	Calcium Sulfate Hydrate	Ca $SO_4 2H_2O$
*	17	Calcite	Ca CO_3
*	17	Dolomite	(Ca,Mg) C_2O_6

Tableau VI-5:Liste de formules identifiées dans l'échantillon S3

- **Les résultats d'analyse XRF:**

Compound	Value(%)
F	0,238
Na2O	0,355
MgO	7,632
Al2O3	1,458
SiO2	12,102
P2O5	0,014
SO3	44,627
Cl	0,243
K2O	0,128
CaO	32,468
TiO2	0,059
Fe2O3	0,261
SrO	0,415

Tableau VI-6: Résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S3

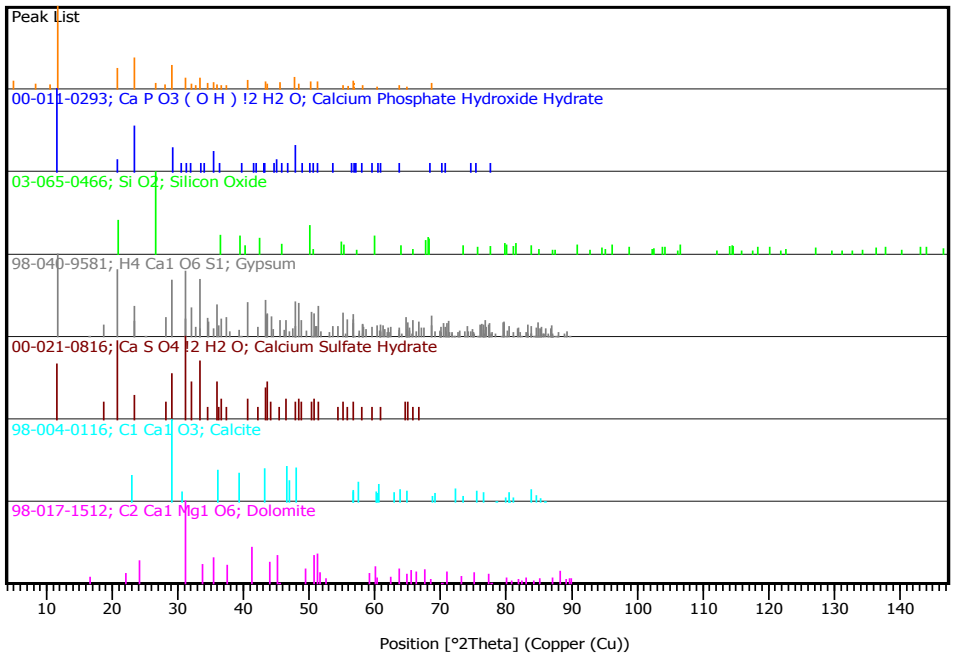


Fig.16: les phases minérales identifiées par les rayons X dans l'échantillon S3

Ces résultats (XRF et XRD) montrent que cet échantillon est un gypse (Ca $SO_4{}^2H_2O$) avec un taux de 70% des sulfates. On remarque la présence d'autres phases minérales comme la dolomie, le calcaire et la silice avec des pourcentages relativement faible.

La particularité de ce sondage est la présence d'une très intense fracturation qui peut être due à des contraintes tectoniques et la position de ce sondage sur un couloire de passage d'une faille, on note ainsi la présence de remplissage calcaire des fracturations qui est due à des circulations ascendantes des fluides chargés de calcite (Photo .VI-5 et Fig.14).

VI- 4.4/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S4

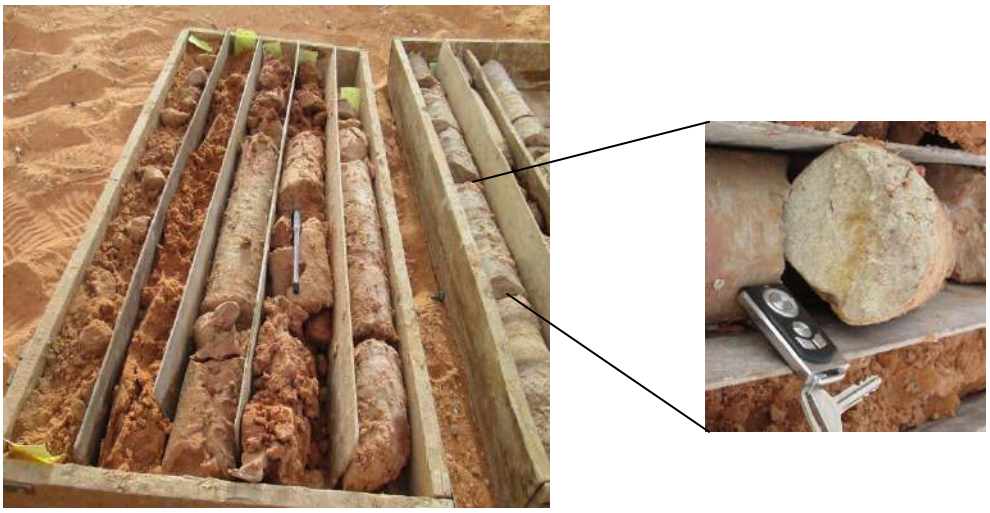


Photo .VI-4.:l'échantillon analysé sondage 4.

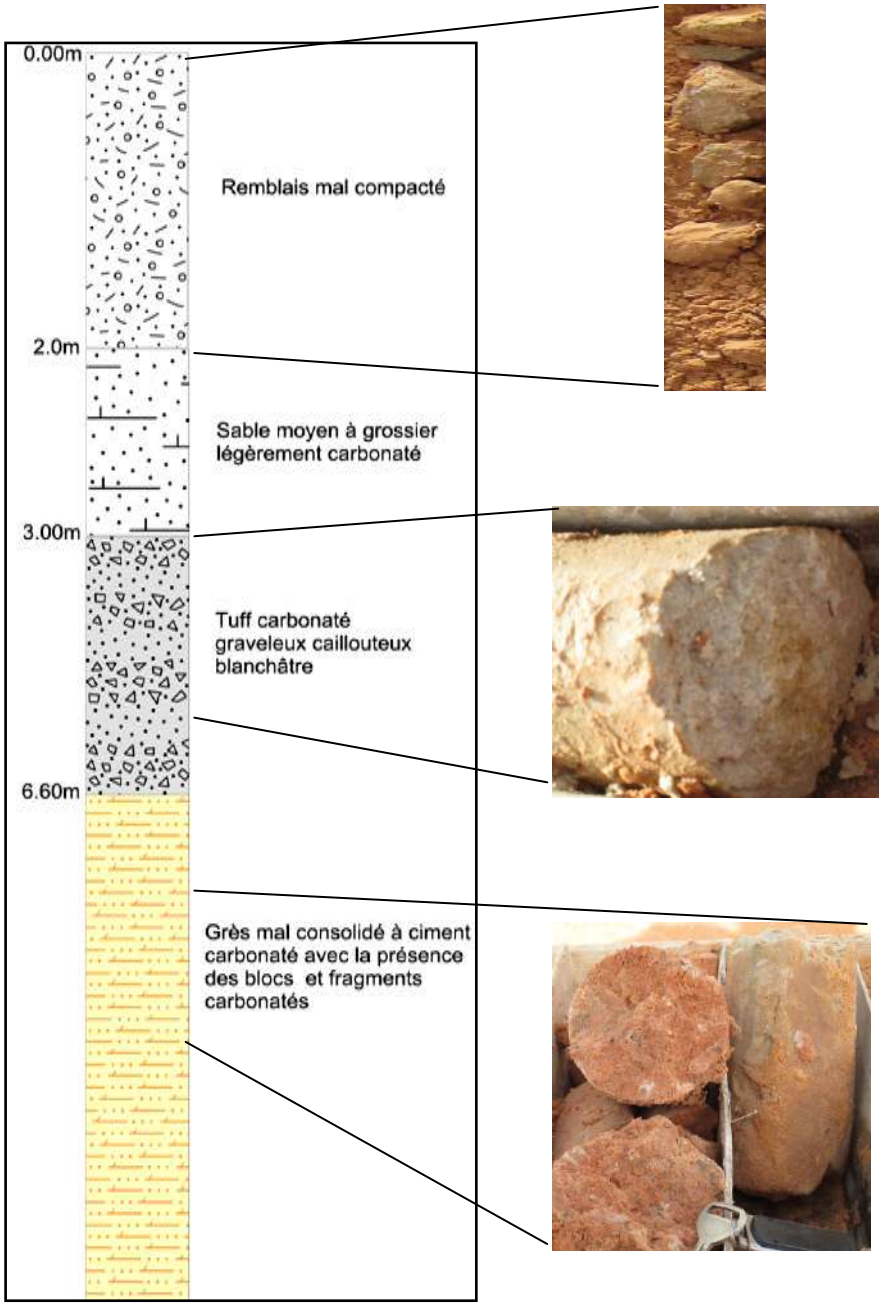


Fig.17:coupe stratigraphique de sondage S4

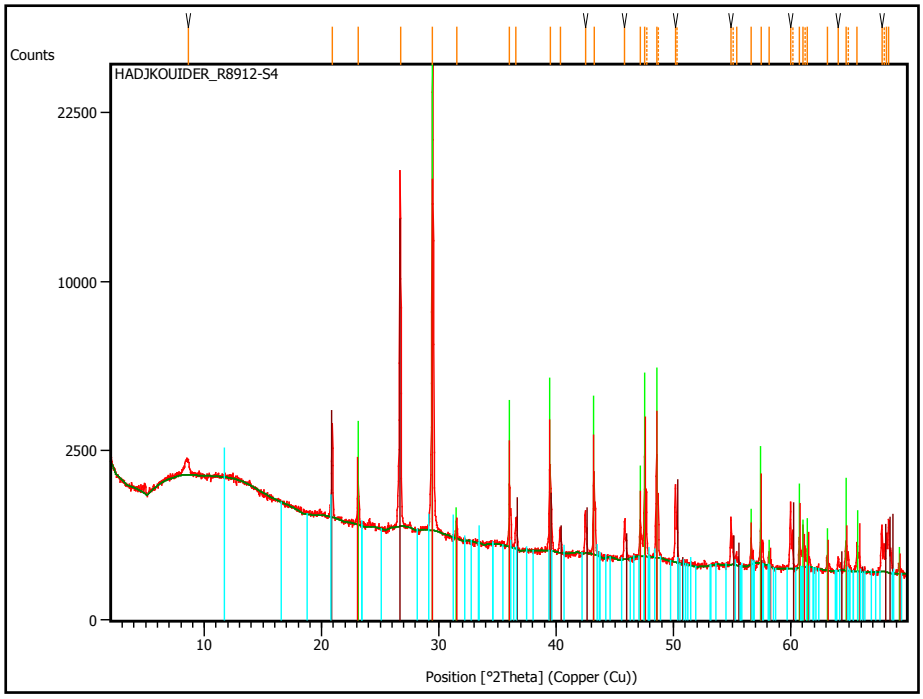


Fig. V.18: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S4

Visible	Compound Name	Scale Factor	Chemical Formula
*	Calcium Carbonate	0.809	Ca (CO_3)
*	Magnesium calcite	0.491	C ($Ca_{0.97}$ $Mg_{0.03}$) O_3
*	Silicon Oxide	0.401	Si O_2
*	Gypsum	0.024	Ca1 H_4SO_6

Tableau : VI-7: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S4.

VI- 4.5/Les résultats d'analyse XRF:

Compound	Value (%)
Na2O	0,221
MgO	1,815
Al2O3	2,763
SiO2	45,994
P2O5	0,033
SO3	0,142
Cl	0,149
K2O	0,428
CaO	47,319
TiO2	0,33
Fe2O3	0,762
SrO	0,013
ZrO2	0,031

Tableau : VI-8: Résultats de l'analyse XRF (%des oxydes) de l'échantillon S4.

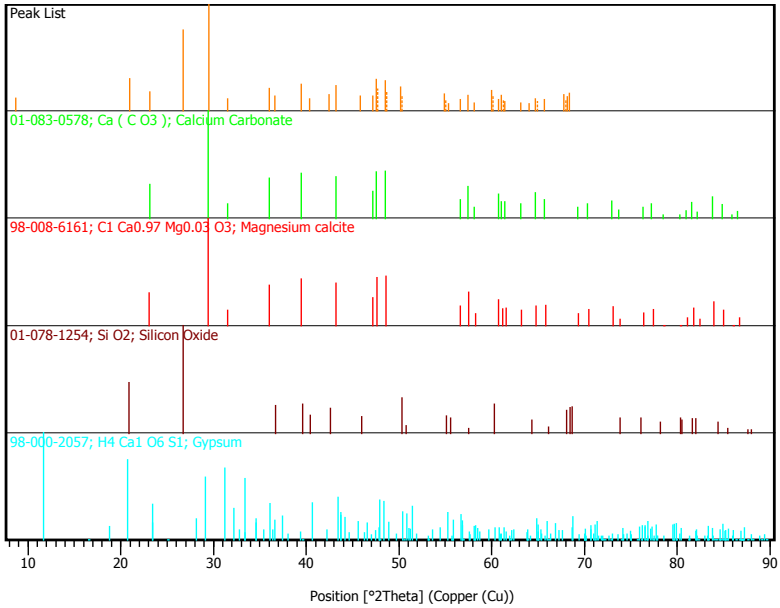


Fig. VI.19.: la phase minérale identifie par les rayons X dans l'échantillon S4

D'après ces résultats (XRF et XRD) on peut conclure que l'échantillon analysé est composé de calcaire (Ca CO_3) et de dolomie 47% et de sables (dioxydes de silice) avec un taux de 45%. On signale la présence de trace de gypse.

VI- 4.6/Les résultats d'analyse X Ray et XRF l'échantillon S5

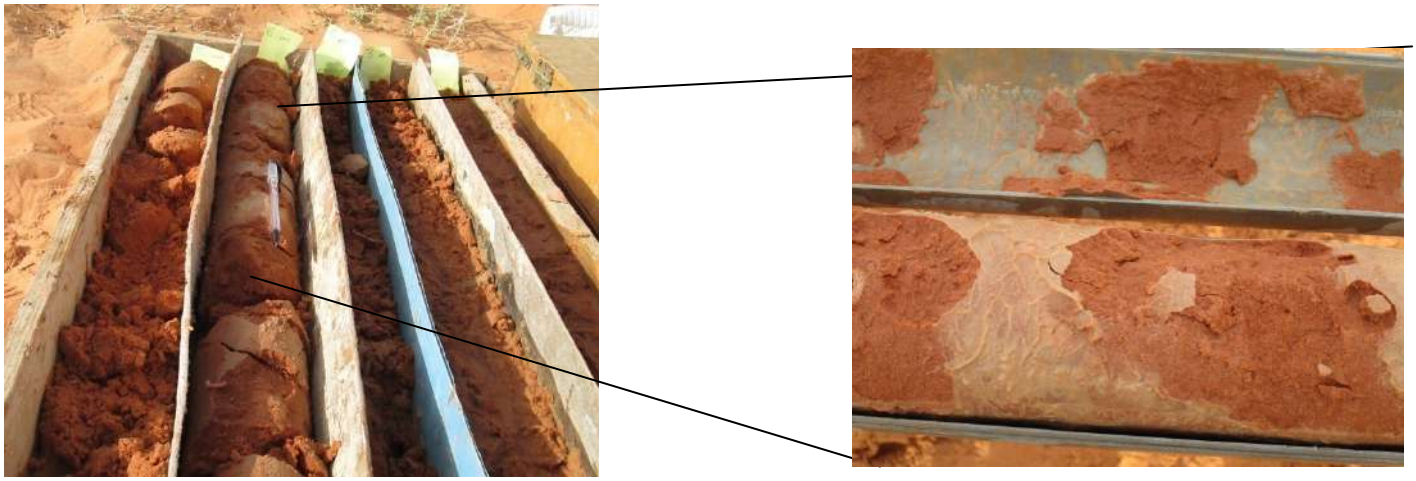


Photo .VI-5.:l'échantillon analysé (sondage 5).

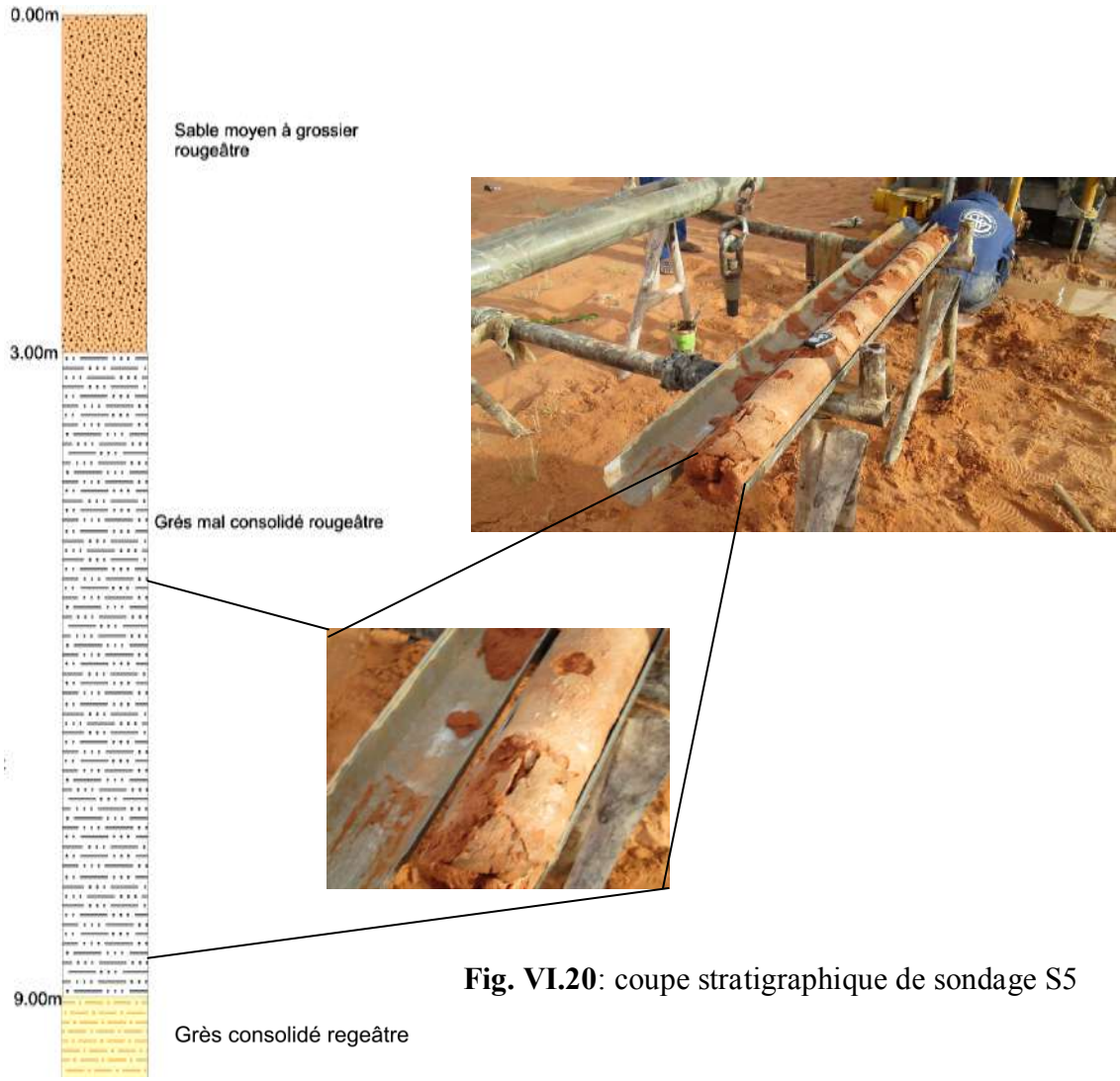


Fig. VI.20: coupe stratigraphique de sondage S5

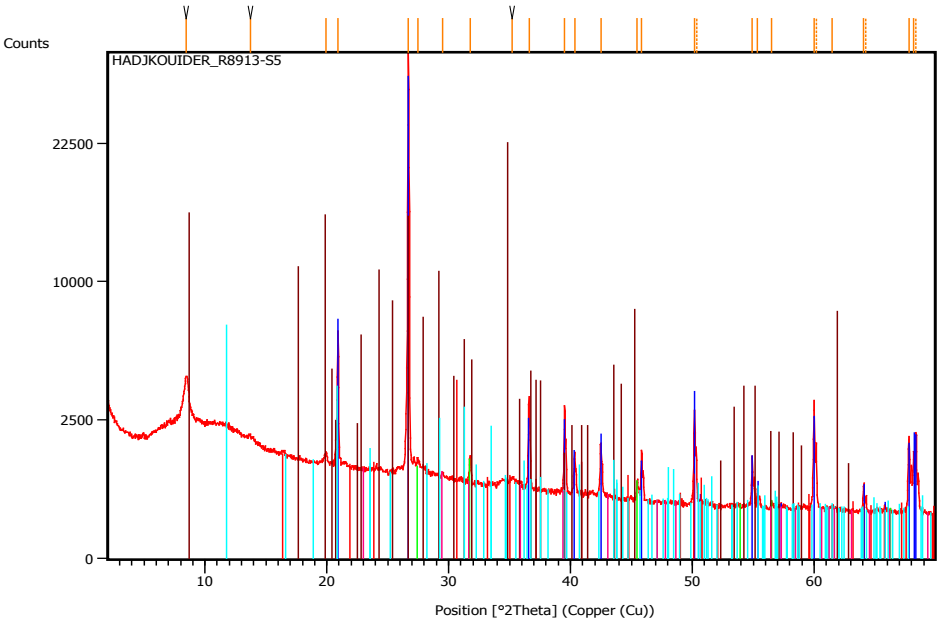


Fig. VI.21: les résultants bruts des analyses RX de l'échantillon S5

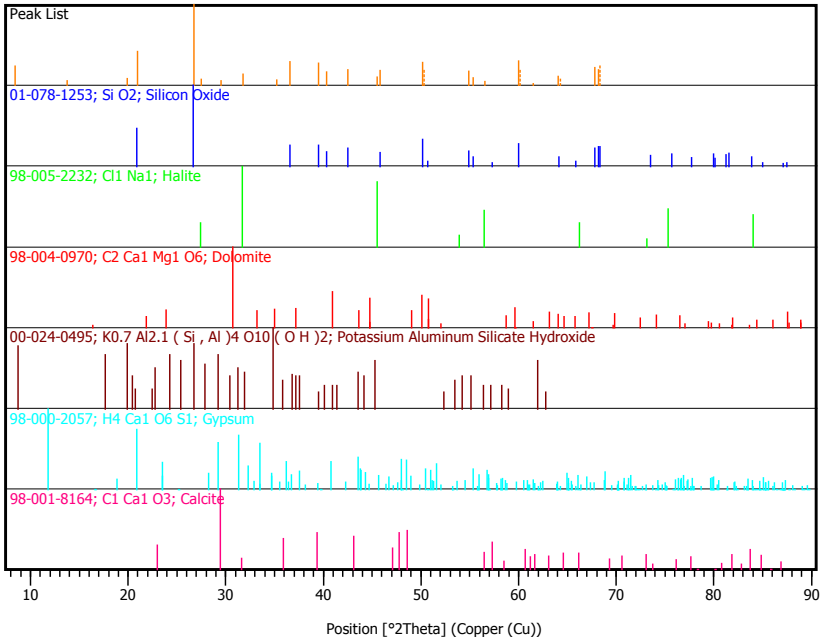


Fig.VI.22: les phases minérales identifiées par les rayons X dans l'échantillon S5

Visible	Compound Name	Chemical Formula
*	Silicon Oxide	$Si\ O_2$
*	Halite	Na Cl
*	Dolomite	(Ca, Mg) C_2O_6
*	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	$K_{0.7}\ Al_{2.1}\ (\ Si\ ,\ Al\ )_4\ O_{10}\ (OH)_2$
*	Gypsum	$Ca\ SH_4O_6$
*	Calcite	$CaCO_3$

Tableau.VI-9: Liste de formules identifiées dans l'échantillon S5

VI- 4.7/Les résultats d'analyse XRF:

Compound	Value(%)
F	0,229
Na2O	2,158
MgO	5,298
Al2O3	5,451
SiO2	80,588
P2O5	0,016
SO3	1,054
Cl	2,487
K2O	1,009
CaO	0,515
TiO2	0,294
Fe2O3	0,841
NiO	0,013

Tableau VI-10: Résultats de l'analyse XRF (% des oxydes) de l'échantillon S5.

D'après ces résultats (XRF et XRD) il s'agit de d'un sable légèrement carbonaté (SiO2 et CaCO3) avec un taux de 80.5% de dioxydes de silice.

VI- 5. Interprétation des résultats

Les échantillons analysés ont été prélevés des différents points sondages (Cinque sondage carottés) réalisés dans les terrains Mio-pliocènes et Quaternaire couvrant la zone d'étude, les points d'échantillonnage se situent au alentour des points d'échantillonnage de l'eau de l'aquifère (Fig. VI-7). Dizaine échantillons ont été prélevés à des profondeurs allant de 0.2m à 10m de profondeur, séchés et broyés puis analysé par diffractomètre de rayons X (XRD) et X-Ray Fluorescence (XRF).

Prenons le spectre interprété de rayon x de l'échantillon (poudre) de puits (Fig.VI.22, Fig. VI.18 et Fig. VI.20) de l'horizon des calcaires blanchâtre de Mio-Pliocène. Dans cet échantillon les phases minérales reconnues sont le gypse, le calcaire et la dolomie. Les résultats ont permis d'identifier différentes types des carbonates et de gypse, mais aussi le cortège minérale associé à ces évaporites.

L'examen des coupes stratigraphiques réalisées a partir des sondages carottés exécuté dans la région nous permis de distinguer que :

La stratigraphie superficielle dans la région peut être subdivisée en deux ensembles stratigraphiques (Fig. VI.23), un ensemble anté-subsidance du bassin constitué des couches et sédiments d'âge Mio-Pliocène (substratum gréseux Mio-Pliocène).Un deuxième ensemble plus récent poste subsidance, formé par les sédiments d'âge Quaternaire.

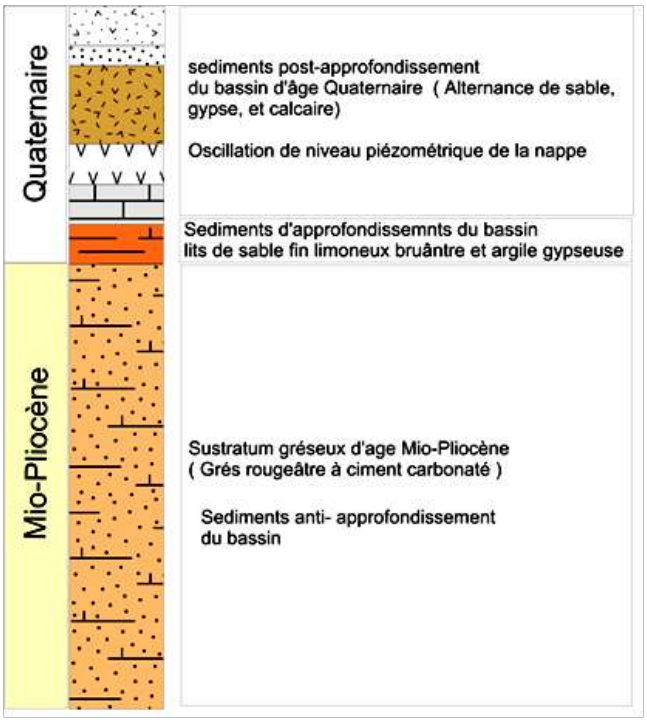


Fig. VI.24..: séquence d'approfondissement de la cuvette d'Ouargla.

Le premier ensemble d'âge Mio-Pliocène il est formé de grés rouge carbonaté et des tuffs gypso-calcaire. Ces grés paraître ceux constituent la falaise Ouest de Ouargla et leur position stratigraphique initiale n'est pas la position actuelle qui peut être due aux événements tectoniques (subsidence et effondrement du bassin) qui sont effectués la région pendant le Quaternaire (Villafranchien).

Les grés de cet ensemble montrent une fracturation et fissuration très intense avec un remplissage de calcite.

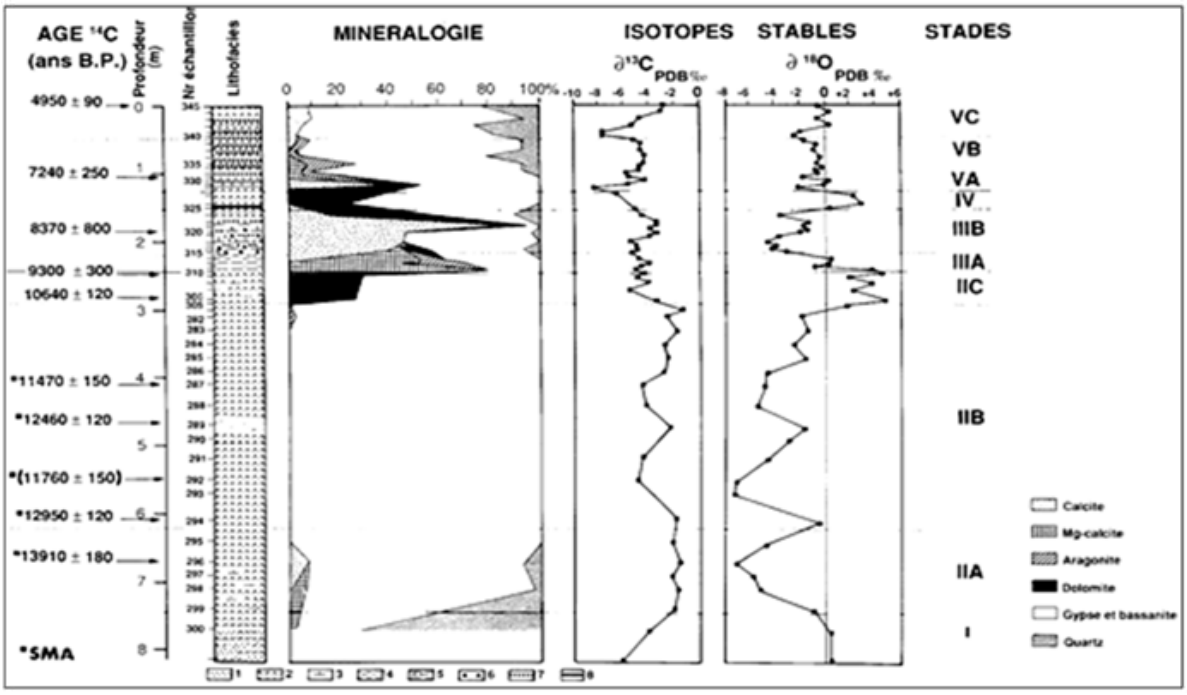


Fig. VI.23 profil faciologique, minéralogique et isotopique des sédiments Holocène d'âge Tardiglaciaire de Sebkha de Mellala -Ouargla (Gibert, E., 1990).

Cette fissuration peut être liée a des contraintes tectoniques lors de la structuration du la cuvette de Ouargla (brèches de failles) (Fig.14 et photo.VI-5).
L'ensemble supérieur de la stratigraphie de la nappe phréatique dans la région est formé de terrains d'âge Quaternaire. Cet ensemble présent une variation verticale très remarquable, des alternances de sable, de gypse et de calcaire indiquent la fluctuation de niveau de la nappe phréatique et les périodes de recharge.
D'après Gibert E., (1990). La sebkha de Mellala est alimentée par drainance verticale ascendant de la nappe du continental intercalaire indirectement soutenue par les pluies tombant sur les zones de recharge de l'Atlas et des hauteurs de M'zab.
La sebkha de Mellala a connu une première période de mise en eau vers 13900 ans B.P. un milieu aquatique salé occupe la dépression entre environ 13000 et 9300 ans B.P.
Le stade IIB (Fig. VI.23) (6.20-2.90m) à donné lieu à une accumulation de gypse très pur datée d'environ 13000 à 11000 ans B.P. La courbe de teneur en ^{18}O (-7,29 à -0,47 ‰,) témoigne de fortes oscillations du rapport (apport d'eau de la nappe/flux d'évaporation), qui tend à décroitre de bas en haut. L'évaporation, responsable de la précipitation du gypse, atteint des valeurs maximales vers 12 950 ans B.P ($\delta^{18}O$:0,47 ‰) et 12 460 ans B.P ($\delta^{18}O$:1.69 ‰) (Gibert E., (1990)).

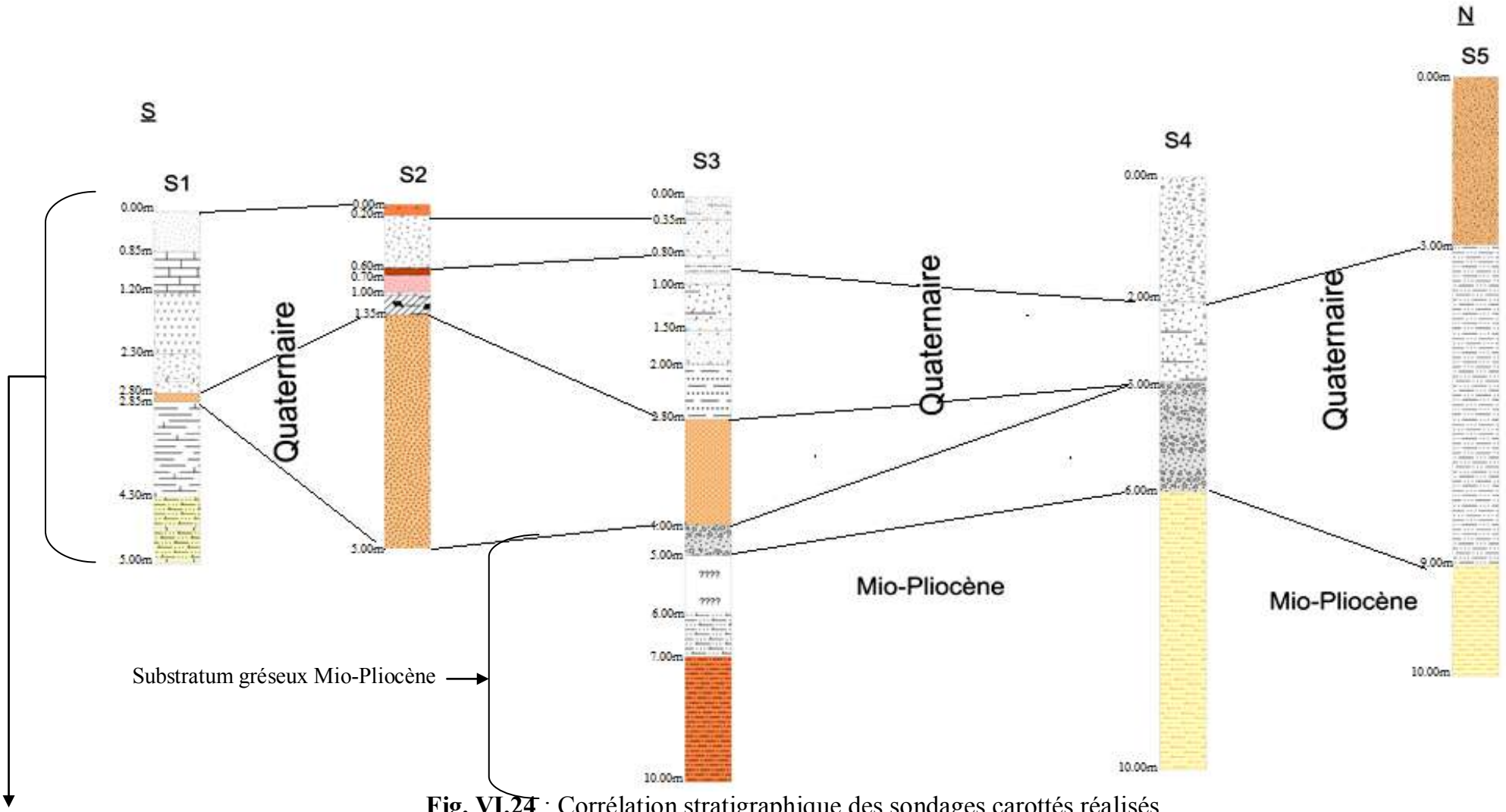
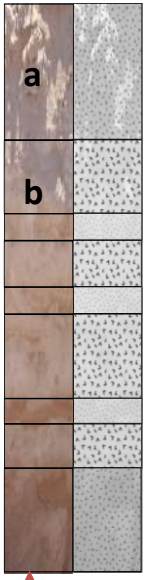


Fig. VI.24.: Corrélation stratigraphique des sondages carottés réalisés

1:les grès Mio-Pliocène:
a: des grès rouges a ciment argileux plus au moins consolidés avec la présence des structures entre croisées à la base et des fractures métriques longitudinales.
b: des grès rouges a ciment gypseux et argileux mal consolidés avec la présence des fractures métriques longitudinales.
2: Encroutement gypseux d'âge Quaternaire:
Alternance des bancs gypseux et sableux limoneux, centimétriques;
a:banc gypseux blanchâtre;
b: bancs de sable fin rougeâtre.
3: Séquence Mio-Pliocène (Rive Est de la cuvette):
a:banc carbonates à silex blanchâtre;
b: banc de gypse sableux jaunâtre;



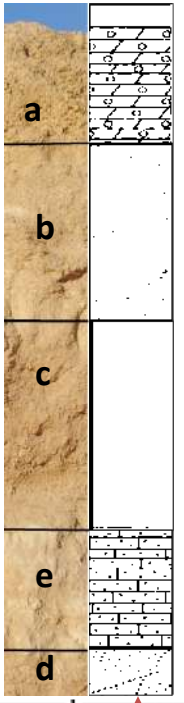
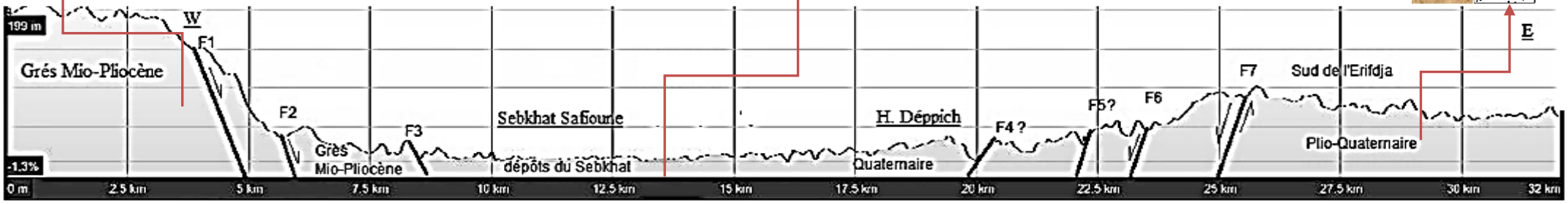


Fig. VI.25.: Corrélation morpho-stratigraphique (W-E)



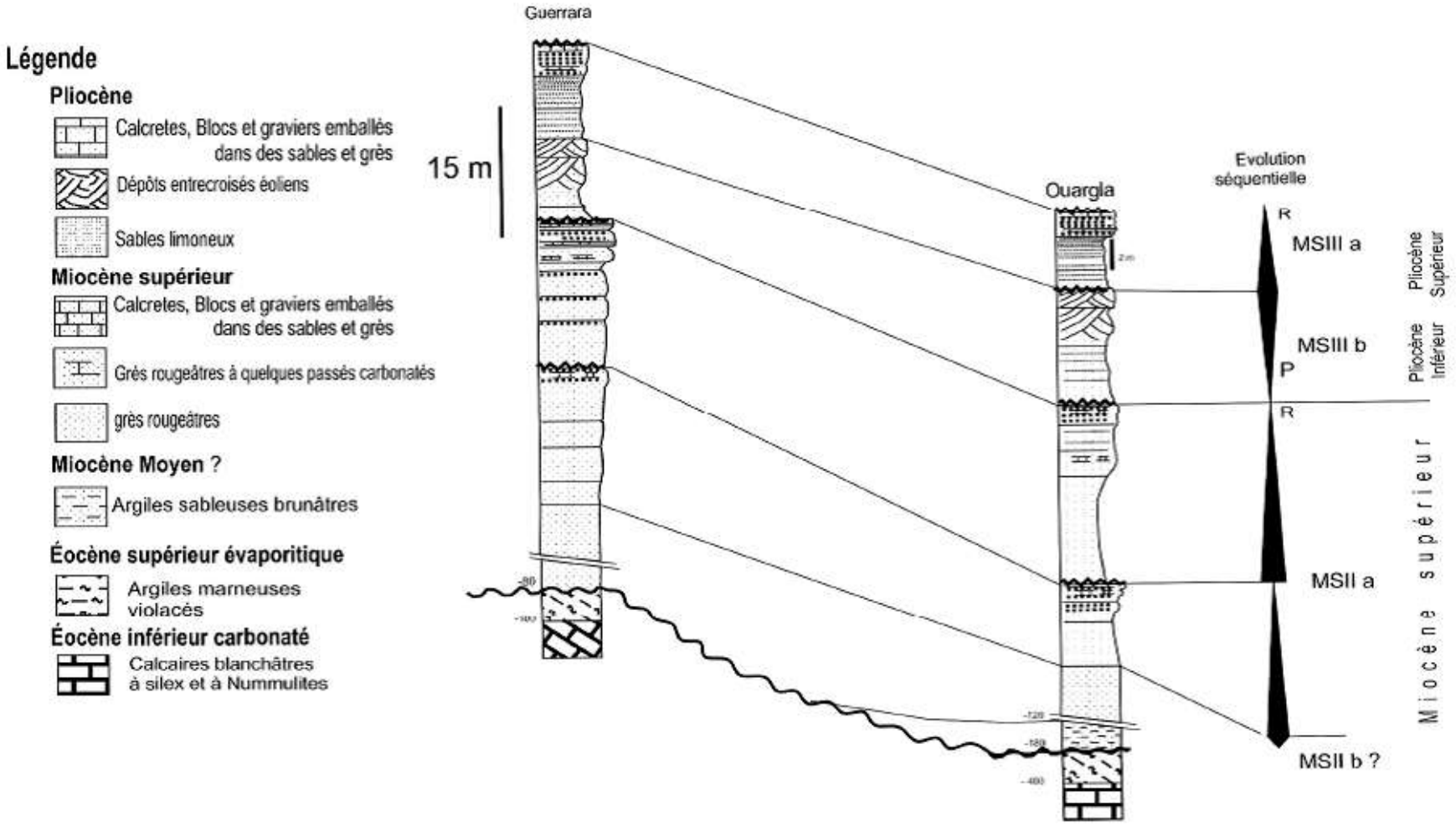


Fig.VI.26.: Corrélations des séquences de 3ème ordre du Néogène dans le bassin de l'Oued M'ya (coupes de Guerrara et Ouargla) (CHELLAT S., 2014*)*.

CONCLUSION :

La stratigraphie de la cuvette de Ouargla est formé de deux grands ensembles lithologiques:

Un substratum gréseux d'âge Mio-Pliocène, cet ensemble est visible partout dans la cuvette. Une couverture très hétérogène constituée de sable, d'argiles et des carbonates d'âge Quaternaire. Cet ensemble ce concentre spécialement dans la partie axiale du bassin avec un maximum d'épaisseur au centre et au voisinage des sebkhas.

Les alternances et les successions stratigraphiques (sables, argiles, gypses et calcaire) dans la cuvette d'Ouargla ne peuvent être expliquées que par des épisodes de fluctuation différents du niveau de la nappe phréatique et une périodicité des conditions climatiques.

HAMDI-AÏSSA. B. (2001). Le fonctionnement actuel et passé de sols du Nord-Sahara (Cuvette de Ouargla). Approches micromorphologique, géochimique, minéralogique et organisation spatiale. Thèse Doctorat, Institut National Agronomique, Paris-Grignon,283p

HAMDI- AISSA. B, GIRARD. M-C, 2000 : Utilisation de la télédétection en régions sahariennes pour l'analyse et l'extrapolation spatiale des pédopaysages. Science et changements planétaires \Sécheresse .Vol 11, N°3.

AUBERT G., 1978. Relation entre le sol et cinq d'éricacées dans le Sud Est de la France. OecoL. Plant. 13(3).

COUTINET S**.**, (1965). Méthode d'analyse utilisable pour les sols salés, calcaires et gypseux *Agronomie Tropicale, Paris 12. 1242-1253.*

AFNOR., 1994 Tuiles en terre cuite pour poser en discontinu. Détermination des caractéristiques physiques. Partie 1 : essai d'imperméabilité. NF EN 539-1. Paris : AFNOR.12 p.

G. AUMASSIP., & al., (1972) : C.R.Acad .Sc .Paris, t.274,P.2467-2470 (24 avril 1972) Préhistoire –De l'existence d'un Néolithique sans porterie dans le bas-Sahara et de ses relations avec les sebkhas.

ROUVILLOIS-BRIGOL. M. (1975). Le Pays d'Ouargla. Publications du épartement de Géographie de Paris – Sorbonne., Paris, 382p.

COUDE-GAUSSEN, GENEVIEVE (1991). Les poussièressahariennes. Cycle sédimentaire et place dans lesenvironnements et paléoenvironnements désertiques.Éditions John Libbey Eurotext, 485 p., 155 fig., 70 pl., 37 tabl., 14,7 x 20,4 cm, 300 FF.

BENDADA., M, 2010 : Cartographie des états de surface des sols par télédétection cas du bassin versant d'oued zegrir. Mémoire de magister, P.102.

http://deuns.chez.com/sciences/fluo/fluo4.html

HADJKOUIDER. M. (2012). Essai de caractérisation géochimique et minéralogique de la surface de sol de la région Nord d'Ouargla par télédétection. (Ouargla), Mémoire de Magistère, univ, de Ouargla, 131p

GIBERT, E., 1989. Géochimie et paléohydrologie des bassins lacustres du Nord-ouest saharien. Programme Palhydraf, site 2. Thèse de Doctorat. Univ. Paris XI, Orsay, 210p.
GIBERT, E., 1990 Retour des conditions humides au Tardiglaciaire au Sahara septentrional (sebkha Mellala, Algerie) .Bulletin de la Societe Geologique de FranceVI(3):497-504 · May 1990

J. FABRE., (1976) introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. S.N.E.D., Alger 1976 - 421 pages.

INTRODUCTION :

Le but de cette partie de la thèse est de mettre en évidence les processus d'acquisition du chimisme des eaux de la nappe superficielle, ainsi que les communications inter systèmes aquifères de la zone d'étude.

Bien que le terme interaction eau-roche comprenne de nombreux processus possibles dans la nature, nous nous intéressons dans cette étude aux échanges chimiques et minéralogique dominants entre les roches et les eaux souterraines. Les études d'interactions eaux-roche ont pour but de décrire, quantifier et prédire les changements de compositions géochimiques et minéralogiques des phases solide et liquides dans des systèmes naturels au cours du temps. Ces études ont pris une importance croissante durant ces dernières années, tant du point de vue de la compréhension théorique des systèmes naturels, que par les applications très concrètes qui en résultent. Les grandes directions de ces développements sont l'exploitation des ressources naturelles et des matières premières de la croûte terrestre, ainsi que les aspects liés à la qualité des milieux naturels.

L'eau naturelle interagissant avec les roches induit à la fois l'altération des minéraux thermodynamiquement instables et la formation de nouveaux minéraux stables. La composition de l'eau reflète l'équilibre possible entre les deux processus. Les réactions qui se produisent au cours de ces interactions provoquent non seulement des transformations de minéraux, mais affectent, également, la composition chimique et la qualité de l'eau au-dessus et au-dessous de la surface terrestre.

D'après Garrels et Mackenzie (1967*),* la composition de l'eau peut être décrite par une transformation minéralogique réciproque entre l'eau et la roche, tout en établissant un équilibre entre les différentes phases.

Dans notre région d'étude les interactions roche –eau se manifestent de trois principaux transformations :

- Une interaction roche-eau qui se traduit par la composition géochimique et chimique de l'eau et c'est le cas le plus fréquent;
- Une interaction eau-roche qui peut aboutir à la formation d'une autre roche (évaporites, silex, rose de sable);
- L'interaction eau profonde-eau de surface à travers les discontinuités (fractures et failles), donnent naissance à des eaux de surfaces (remontées de nappes, chotts et sebkhas).

La composition chimique des eaux souterraines résulte de la réaction de dissolution précipitation des minéraux. Nous pouvons utiliser l'approche thermodynamique pour prédire la composition chimique de l'eau dans des conditions où l'eau et les minéraux nouvellement formés sont en équilibre. Bien que certains minéraux existent en état d'équilibre avec l'eau, les autres minéraux sont toujours instables. Dans ce dernier cas, nous pouvons évaluer l'ampleur du transfert de la masse globale irréversible entre les minéraux et l'eau pour quantifier la partie de la surface minérale participant à l'interaction eau-roche.

Les eaux hydrogéologiques sont classées en différents types selon le pourcentage de constituants chimiques et minéralogiques présents dans celle-ci. Cette différence

dans les eaux souterraines et de surface provenait principalement de différents types d'interactions eau-roche.

En général, le Ca-HCO3, le Ca-Mg-HCO3, le Ca-Cl, le Na-HCO3, le Na-Cl, le Ca-SO4 et le Na-SO4 sont les types d'eau souterraine importants trouvés dans le monde entier. Le diagramme de piper (Piper, 1944) nous aide à classer les eaux souterraines simplement comme sur la Figure VII.21 **(**Piper, 1944). La dissolution de la calcite, de la dolomite, du gypse et de l'halite donnera lieu à des eaux souterraines de type Ca-HCO3, Ca-Mg-HCO3, Ca-SO4 et Na-Cl, respectivement. Une grande quantité d'ions Ca et HCO3 provenant de la calcite est responsable de Ca-HCO3; Les ions Ca, Mg et HCO3 provenant de la dolomite sont responsables de Ca-Mg-HCO3; Les ions Ca et SO4 provenant du gypse sont responsables du Ca-SO4; Na et Cl qui proviennent de l'halite est responsable de Na-Cl. De plus, en raison du processus d'échange de cations Na-HCO3, les types d'eau souterraine Ca-Cl et Na-SO4 peuvent se former en fonction de la capacité d'échange de cations de la matrice; c'est une réaction inverse. La réduction des sulfates peut également se produire et donner lieu à Na-Cl, Ca-Cl, types d'eaux souterraines Ca-HCO3 et Na-HCO3. Ainsi, les divers processus chimiques de l'interaction eau-roche mènent aux eaux souterraines de composition chimique différente (Garrels et Mackenzie (1967).

VII.1/ORIGINE DES AMAS ET GRAVIERS DE SILEX DANS NOTRE REGION D'ETUDE:

Un exemple d'une roche qui se forme par l'interaction roche-eau dans notre région d'étude on trouve le silex (photo.VII.1 VII.2)

Le silicium présent dans l'eau et provenant de la dissolution de les minéraux aluminosilicates de la roche mère peuvent précipiter, sous forme d'oxydes (SiO_2) ou d'aluminosilicates (minéraux argileux) si l'eau est sursaturée par rapport à ces minéraux.

Le silex roche siliceuse constituant des accidents minéralogiques dans des couches calcaires, formée de silice (calcédoine, quartz, un peu d'opale) d'origine chimique ou biochimique, précipitant dès le début de la diagenèse dans le sédiment encore meuble (Alain Foucault., & al 2005).Le terme silex, désigne alors, toutes les roches siliceuses développées lors de la phase d'enfouissement ou à l'interface eau-sédiment dans les formations marines, lacustres et palustres (boueuse). Les silex sont des amas de silice formés à l'intérieure de la boue crayeuse suite à l'interaction d'une roche carbonaté et une eau riche en silice (Si) (photo.VII.3). La silice (Si) formé dans les eaux souterraines est renfermées dans la formation de sableuse. La teneur en (Si) dans les eaux souterraines est comprise entre 10 et 15 ppm, soit environ le double de la valeur de saturation quartz (6 ppm) à la température et à la pression de surface (H.Paquet & al., (1997).

La formation de gel de silice par précipitation inorganique directe au moment de la sédimentation était initialement rapportée des lacs saisonniers de Coorong (Australie du Sud) par Peterson et vonder Borch (1965). Les précipités dominants dans les lacs sont Mg-calcite, dolomite et magnésite. Les carbonates porteurs de Si ne sont que quelques centaines d'années vieilles. Le pH de l'eau du lac s'élève généralement à 10,2 pendant la photosynthèse périodes et diminue à 8.2 vers la concentration maximale lorsque le lac dessèche jusqu'à une surface boueuse. Sous la surface du sédiment, l'interstitiel la solution des sédiments riches en matière organique a un pH aussi bas que 6,5. Près de la frontière entre ces deux domaines de pH, la silice gélatineuse-hydratée précipite.

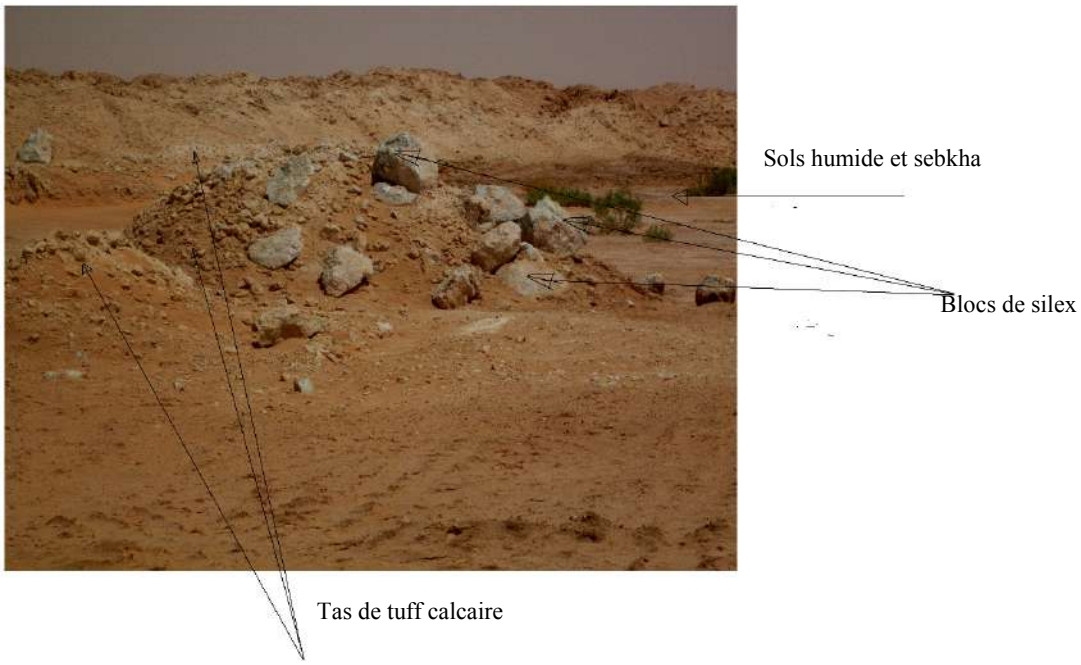


Photo: VII.1: les éléments de transformation chimique dans le site étudié

Le quartz Détritique est corrodé dans les sédiments lacustres, ce qui indique qu'il a probablement fourni une grande partie de la source Si pour la précipitation Si-gel. Un environnement où le quartz des dissolutions coexistent spatialement avec des dépôts de Si amorphe, bien que le les mécanismes ne sont pas synchrones.
La précipitation directe de la silice dans les lacs salés n'a été montrée qu'à titre exceptionnel. Cependant les couches Feuilletés de chert étaient souvent décrites avec des évaporites alcalines (Eugster 1969; Surdam et al.1972; Maglione et Servant 1973; Sheppard et Gude 1974).
Ces cherts se développent à partir de silicates de Na hydratés avec un rapport élevé Si/Na. L'altération des silicates de Na a eu lieu par enlèvement de Na, soit en percolant l'eau météorique ou en augmentant les eaux souterraines. Quartz habituellement forme les couches de chert, mais la présence de silicate hydraté cristallisé comme silhydrite ($3Si0_2$, H_2O), a été rapporté (Sheppard et Gude 1974).

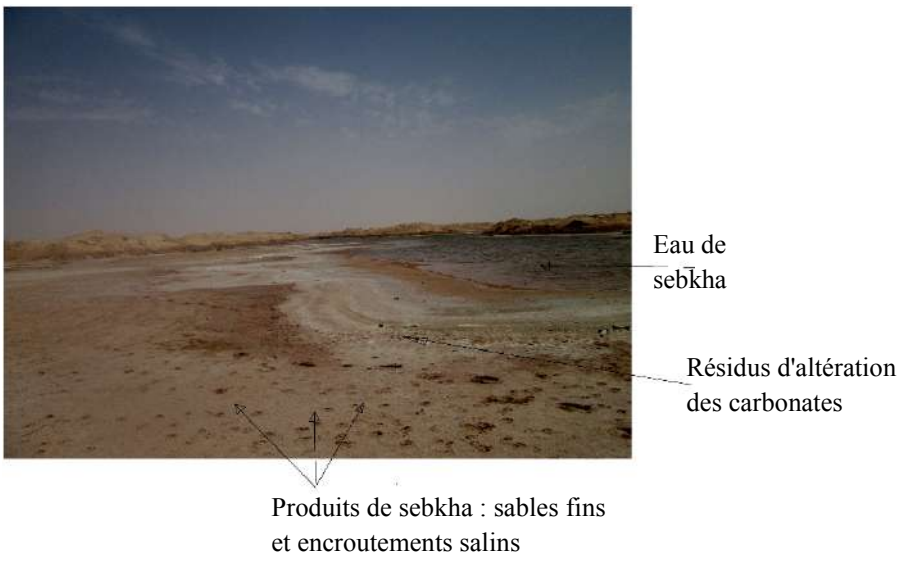


Photo.VII.2: une vue du site étudié.

Le silex se présente soit en rognons, soit en lits continus, soit en veines recoupant la stratification. Sa densité est variable de 2,57 à 2,67 selon sa richesse en eau (opale) (Tableau n°VII-1). Sa couleur est variable : gris, blond, jaune chamois, rosé, brun-noir. Sa texture est fine et compacte.
Sa cassure est soit conchoïdale, lorsque les ondulations sont marquées, lisse, si ces dernières ne le sont pas ou esquilleuse dans le cas d'une présence de petites « écailles » provoquées par l'onde de percussion. Son éclat est clair et son aspect corné.

Catégorie	**Roche sédimentaire**
Sous-catégorie	Roche siliceuse
Composition chimique	SiO_2
Minéraux principaux	Calcédoine
Couleur	Noir, gris clair, jaune, brun, brun-rougeâtre
Utilisation	Outillage et armement
Affleurement	Calcaires et craie
Densité	2,57 à 2,67 g/cm^3
Dureté	6,5 – 7,00
Formation	Précipitation et agglomération de silice

Tableau n°VII-1: caractéristiques générales de silex:

La formation du silex est un phénomène complexe, il est généralement admis que cette roche se forme à partir d'eau de mer ou de lac saturée en silice hydratée, l'opale qui, par épigénèse, évolue chimiquement en calcédonite microporeuse, puis en calcédoine compacte et en quartz. Ce phénomène peut se produire :

- soit en climat tropical, aux époques où les sols rouges ont subi une altération physique et chimique (météorisation) intense ;
- soit par la décomposition des exosquelettes siliceux d'organismes marins tels que du plancton (dont diatomées) ou certaines éponges ;
- soit par des apports massifs de silice par la sédimentation océanique de cendres volcaniques lors d'épisodes éruptifs violents.

Des discontinuités dans la boue (restes organiques, terriers tapissés de mucus, fissures ou fractures, zones à faible porosité) servent souvent de germes sur la paroi desquels la silice se met à cristalliser.
Dans cette hypothèse, le nodule en se formant au cours d'une réaction auto-catalytique lente- épigénise, les calcaires environnants, c'est-à-dire que les molécules de carbonate de calcium sont remplacées une à une par des molécules de silice, sans changer la structure originelle de la roche ; ainsi le silex croît aux dépens du calcaire. Le phénomène de formation d'un nodule de silex s'arrête lorsque les dépôts de calcaire l'enfouissent et le privent de l'apport en silice dissoute dans l'eau.
Les nodules de silex sont enveloppés d'une enveloppe plus ou moins épaisse nommée « cortex » et composée d'impuretés (dépôts organiques, etc.) repoussées vers l'extérieur lors de la croissance du silex. Comme mentionné précédemment, les éléments chimiques peuvent être qualifiés comme contrôlé (incompatibles avec l'eau) ou mobiles (compatibles avec l'eau). Les éléments contrôlés ont une concentration efficace dans l'eau suffisamment élevée pour être des constituants de tous les minéraux nouvellement formés, tandis que les éléments mobiles sont caractérisés par une forte affinité pour l'eau (P. Zuddas., 2010).
Au microscope, on peut observer des restes de spicules (Fig. VII.5) siliceux d'éponges. Dans quelques cas, les silex sont zonés (enveloppes concentriques claires

et sombres, ces dernières contenant plus d'opale) ; dans d'autres, ils conservent en leur cœur un témoin du calcaire (ou de la craie) (Alain Foucault., & al 1994).

VII.1-a/Phénomènes d'altération:

Toute la géochimie de la surface nous montre que les minéraux des roches mères livrées aux agents météoriques sont fréquemment altérés. L'étymologie de ce terme veut dire strictement qu'ils sont transformés en autre chose, le plus souvent en un minéral secondaire cristallisé. Il est fréquent que cette altération respecte les formes ou les structures des minéraux ou des roches altérées.

Quand le minéral secondaire tire l'essentiel de sa composition du minéral primaire ou de la roche primaire en conservant sa forme, on dit qu'il y a altération iso-volume (MILLOT et BONIFAS, 1955) ou iso-structurale. Par exemple un feldspath s'altère en gibbsite, une dolérite en pain d'épices (gibbsite et goethite). Quand le minéral secondaire est, pour l'essentiel, d'une composition chimique différente de celle du minéral ou de la roche qu'il remplace, avec respect des volumes et des structures, on parle, par définition, d'épigénie. Ainsi, un quartz ou un orthose peut être épigénisée en calcaire, une olivine en oxyde de fer.

Pour démontrer qu'une altération est iso-volume, a fortiori qu'elle est épigénique, il n'est pas d'autre moyen que de montrer que les volumes, le (cadre, sont permanents, même si la matière a changé.

D'une manière générale l'altération peut être représentée par l'équation suivante:

Minéral primaire + eau seule ou solution d'attaque ⟶ Minéral secondaire + solution de lessivage (anions, cations, complexe siliceux, …)

VII.1-b/Interprétation chimique des interactions eaux-roches :

L'énergie de liaison entre les différents atomes est variable selon les espèces concernées. Par exemple, le K^+ est faiblement lié à l'oxygène, le Fe^{2+} et le Mg^{2+} le sont moyennement, le Si^{4+} établit au contraire des liaisons très fortes. On comprend donc pourquoi le quartz (les tectosilicates qui ne comprend que des liaisons covalente fortes entre le Si et O) résiste mieux à l'altération et, au contraire, l'olivine (qui contient les cations les moins liés (Mg^{2+} et Fe^{2+}) a un réseau cristallin beaucoup fragile (Fig.VII.1).

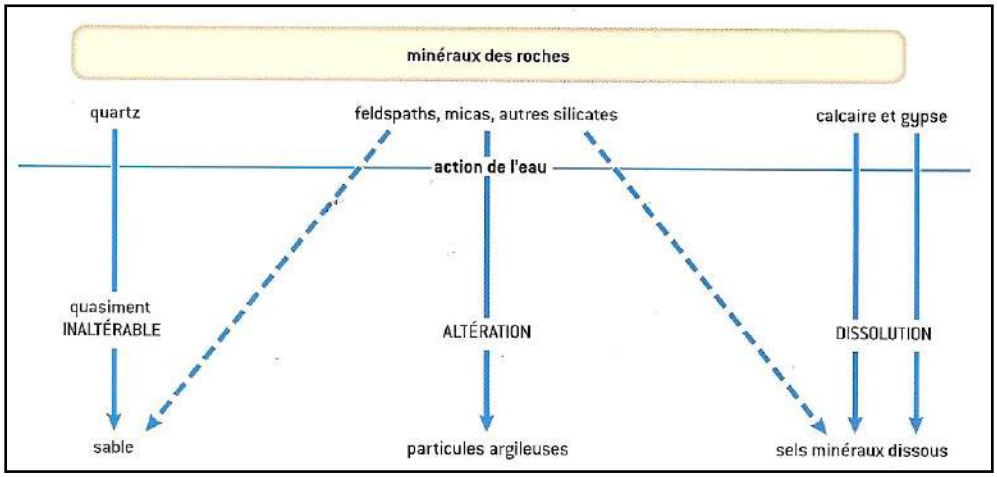


Fig.VII.1- Bilan simplifié de l'altération des minéraux

En 1938, Goldich a établi l'ordre de résistance des minéraux à l'altération :

Peu résistants Olivine ..... Plagiclases Ca

Augite ..... Plagioclases Ca-Na

Hornblende ..... Plagioclases Ca-Na

Biotite ..... Plagioclases Na

Feldspaths K

Muscovit

Très résistants Quartz (zircon, tourmaline...)

L'olivine, et les péridots en général, sont les plus fragiles et s'altèrent fréquemment en serpentine (silicate hydrat de Mg et Fe). Les pyroxènes (ex : l'augite) donne une amphibole verte, l'ouralite. Les amphiboles (ex : l'hornblende) se transforment en minéraux fibreux dont l'amiante. La biotite prend un aspect mordoré puis donne plusieurs minéraux d'altération dont les chlorites, silicate d'Al et Mg hydraté, de couleur verte. La muscovite est moins altérable mais, par hydrolyse, donne des vermiculites ou hydromicas. Le quartz est quasi inaltérable, cependant il peut être légèrement soluble dans l'eau, surtout si elle est alcaline (Fig.VII.1).

De par ses propriétés et son abondance relative, l'eau se trouve à la base de toutes les altérations exogènes des roches. Les molécules d'eau sont chargées électriquement et se comportent comme des dipôles. Les propriétés de l'eau vis-à-vis des minéraux s'expliquent essentiellement par cette propriété. Pure, elle se comporte comme un acide faible par les ions H^+ libres qu'elle renferme.

Les réactions mettant en jeu la molécule d'eau sont de différents types et ont lieu essentiellement en climat humide. Les éléments solubles qui en résultent sont lessivés et les parties insolubles restent sur place, se recombinant pour former de nouveaux minéraux, principalement des argiles. Ces réactions sont :

Le mécanisme réactionnel de la dissolution des carbonates

Les roches carbonatées sont représentées à la surface de la Terre en particulier par les calcaire ($CaCO_3$), et secondairement par les dolomies ($(Ca, Mg) CO_3$). Les carbonates où le cation n'est ni Ca^{2+} ni Mg^{2+} sont extrêmement exceptionnelles.

Dissolution dans l'eau pure

Un fragment de craie dans de l'eau pure ne semble pas se dissoudre. En effet, le carbonate de calcium est très peu soluble dans l'eau pure. Sa constante de solubilité (Ks) à 25°C est en effet d'environ 5.10^{-9} (McGraw-Hill, 2003). On pourrait donc se prévoir à ce que le calcaire ne soit que peu dégradable par l'eau.

Dissolution dans l'eau chargée en CO2

On constate toutefois que le même fragment de craie saupoudrée dans un récipient d'eau gazéifiée se dissout très rapidement. L'explication réside dans le fait que l'équilibre.

$CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$ (1) est, en milieu aqueux, largement lié aux deux équilibres acido-basiques lié au CO_2 :
$CO_2 + 2H_2O = HCO_3^- + H_3O^+$ ***(2)***

$HCO_3^- + H_2O = CO_3^{2-} + H_3O^+$ ***(3)***

Selon la loi des équilibres chimiques, chacune de ces réactions est d'autant plus déplacée vers la gauche que l'eau est acide (riche en ions H_3O^+). Or la réaction (2) (dissolution du CO_2 dans l'eau) libérée des ions H_3O^+ ; l'eau riche en CO_2 favorise donc la solubilisation du carbonate de calcium.

Le comparaison des deux réactions (dissolution du calcaire et dissolution du CO_2) peut donc s'écrire : (1)+(2)+(3) = $CaCO_3 + CO_2 + H_2O = 2HCO_3^- + Ca^{2+}$

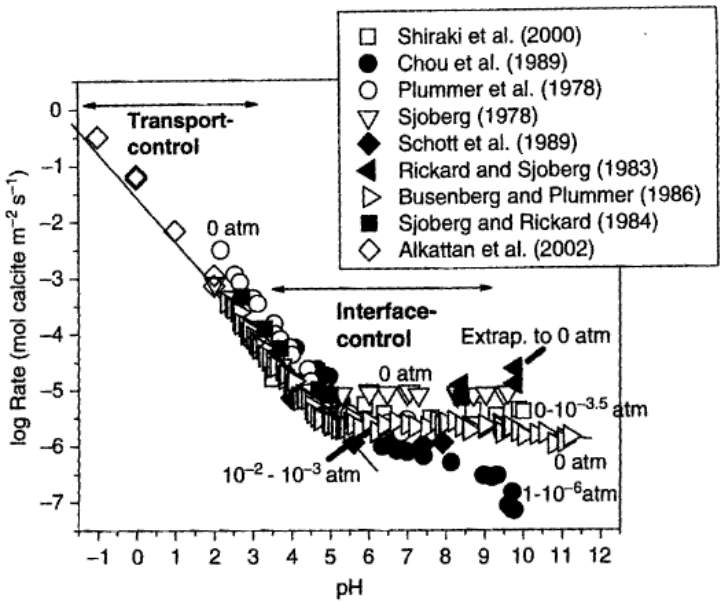


Fig. VII.2: Taux de dissolution de la calcite mesurée à 298 K et diverses pressions partielles de CO_2. *À faible pH, les taux sont contrôlés par le transport et ne dépendent pas des pressions partielles de CO_2, alors qu'à pH> 3,5, la dissolution devient contrôlée par l'interface (voir le texte). Pour un pH> 5,5, la réaction de précipitation contribue également de manière significative à la vitesse globale (Plummer et al., 1978). Toutes les données tirées des valeurs publiées (Plummer et al., 1978, Sjoberg, 1978, Rickard et Sjoberg, 1983, Sjoberg et Rickard, 1984, Busenberg et Plummer, 1986, Chou et al., 1989,?, Shiraki et al., 2000). Alkattan et al., 2 (02). (Figure compilée par A. Zimmerman).*

La constante d'équilibre de cette réaction, à 25°C, est de $4{,}5.10^{-5}$, soit beaucoup plus élevée que la constante de dissolution du calcaire dans l'eau pure. L'eau chargée en CO_2 a donc un pouvoir de dissolution du calcaire bien plus important que l'eau pure.

Le CO_2 étant, comme tous les gaz, d'autant plus soluble que la température est faible, les eaux les plus froides sont celles qui peuvent contenir le plus de CO_2. Ce fait intéressant permet de prévoir que l'altération des roches calcaires risque d'être maximale dans les régions humides et froides, soient les régions tempérées.

D'après la figure VII.2les taux de dissolution des minéraux hautement solubles et hautement insolubles tendent à être relativement rapides et lents, respectivement. La dissolution des minéraux hautement solubles a donc plus de chance de devenir limitée dans le transport que les minéraux faiblement solubles qui sont susceptibles d'être limités à l'interface. Les expérimentalistes testent souvent le contrôle du transport de

la dissolution des minéraux en faisant varier l'agitation ou la vitesse de récupération du réactives (Rosso et Rimstidt, 2000). Un minéral qui a été étudié en laboratoire à la fois en termes de transport et de limite d'interface est la calcite. L'importance relative de l'interface par rapport au contrôle de transport pendant la dissolution de la calcite varie avec le pH (Plummer et al., 1978).

Plummer et a1., (1984)suggèrent que les réactions suivantes se produisent en parallèle lors de la dissolution du carbonate dans les conditions ambiantes:

- $CaCO_3(s) + H^+(aq) = Ca^{+2} + HC0_{3(aq)}$.....(5.3)
- $CaCO_3(s) + H_2CO_3(aq) = Ca^{+2} + 2HCO^-_{3(aq)}$.....(5.4)
- $CaCO_3(s) + H_2O(aq) = Ca^{+2} + HCO^-_{(aq)} + OH^-_{(aq)}$.....(5.5)

Ici, H_2CO_3 représente la somme de H_2CO_3 (aq) et CO_2 (aq). Les taux de ces réactions (r, mol /cm.s) ont été posés par (Plummer et al).

Les roches formées sur place par altération sont appelées altérites et la formation issue de l'altération de la roche sous-jacente est nommée « régolite ». Celles qui représentent une accumulation de matières ayant subi un transport préalable, sont groupées dans la catégorie des roches sédimentaires. L'altération des roches est essentiellement contrôlée par les infiltrations des eaux superficielles ou souterraines.

Dans la région le rôle du drainance vertical comme source de silice est très probable, dans les processus de genèse et la post-genèse des silex. Les conditions à l'origine de ces processus complexes dépendent d'un grand nombre de facteurs physiques, physico-chimiques, du temps et de la cinétique des réactions. Conditions bathymétriques – lithologiques, activité des eaux interstitielles (débit et directions des flux), températures, équilibres acido-basiques et oxydo-réducteurs, présence de CO_2 et de cations métalliques, type de porosité et de perméabilité des sédiments générateurs et porteurs, tectonique…, tous ces facteurs participent à la réaction.

La variation du pH et la température sont des facteurs décisifs, mais ne sont pas les seuls paramètres qui contrôlent les processus de dissolution et de croissance des réactifs et des produits.

L'hypothèse de Millot, (1964) et Parron et al., (1976) proposant que la teneur en silice et en impuretés des solutions contrôlent la diagenèse du silex est vérifiée par les productions expérimentales en laboratoire par Delmas et al.,(1982).

Les nodules de silex sont fréquents dans la partie inférieure de la craie tufacées et ils sont présents dans les grès bioclastiques laminés ondulés (Felder,1975a et b).

Un mécanisme chimique de substitution de la calcite par de la silice, progressivement le silex grossier. Les roches carbonatées dans notre région sont poreux et perméable permet la circulation des fluides riche en silice les flux d'eau chaudes accélèrent les réactions de substitution Si/Ca et la formation des nouveaux roche de silex.

VII.1-c/Origine de la silice

Différentes formes de la silice composent le silex :

- la silice hydratée ou opale C-T partiellement cristallisée, rare,
- la calcédoine fibreuse, la calcédoine est constituée par un assemblage de fibres, elles-mêmes procédant de l'empilement de cristallites de quartz de quelques dizaines de nanomètres.
- le quartz en agrégats cryptocristallins, parfois appelé quartzine.

Le passage du cortex siliceux à la craie est brutal pour le silex, c'est ce qui le différencie du chert pour lequel le passage est graduel. L'opale est peu abondante et présente à la périphérie du cortex.

La silice biogénique ne peut être considérée comme source de silice primaire vu que la formation de silex peut avoir lieu sans la présence de biogènes silice. Aussi des sources de silice volcanique comme d'autres sources de silice subalternes ne peuvent pas fournir une quantité suffisante de silice dissous pour expliquer les vastes formations de silex.

Le comportement de silice et l'eau:

La silice qui se forme par réaction à partir de solutions à pression atmosphérique se présente sous forme de gels qui évoluent lentement en se déshydratant vers les phases cristallisées stables.

L'action de l'eau sur la silice à température ordinaire est complexe. On trouve, en solution $Si(OH)_4$ qui se polymérise facilement pour donner des gels et des polymères solides. On a reconnu pour l'acide silicique une ionisation en 2 étapes :

1-$Si(OH)_4$ ---> $H^+ + SiO(OH)^-_3$

2-$SiO\ (OH)_3^-$ ----> $H^+ + SiO_2 + (OH)_2^{2-}$

Suivi d'acide plus faible que l'acide carbonique et d'une stabilité très précaire en solution déjà très diluée. Il existe aussi des acides oligosiliciques dont un au moins est connu par ses esters c'est l'acide disilicique obtenu à partir du précédent par déshydratation :$(OH)_3\ Si\text{-}O\text{-}Si(OH)_3$ qui pourrait se poursuivre et donner$(OH)_3\ Si\text{-}O\text{-}Si(OH)_2\ \text{-}O\text{-}Si(OH)_3$ réaction qui semble réversible par coupure hydrolysante(Claire König., 2015**).**

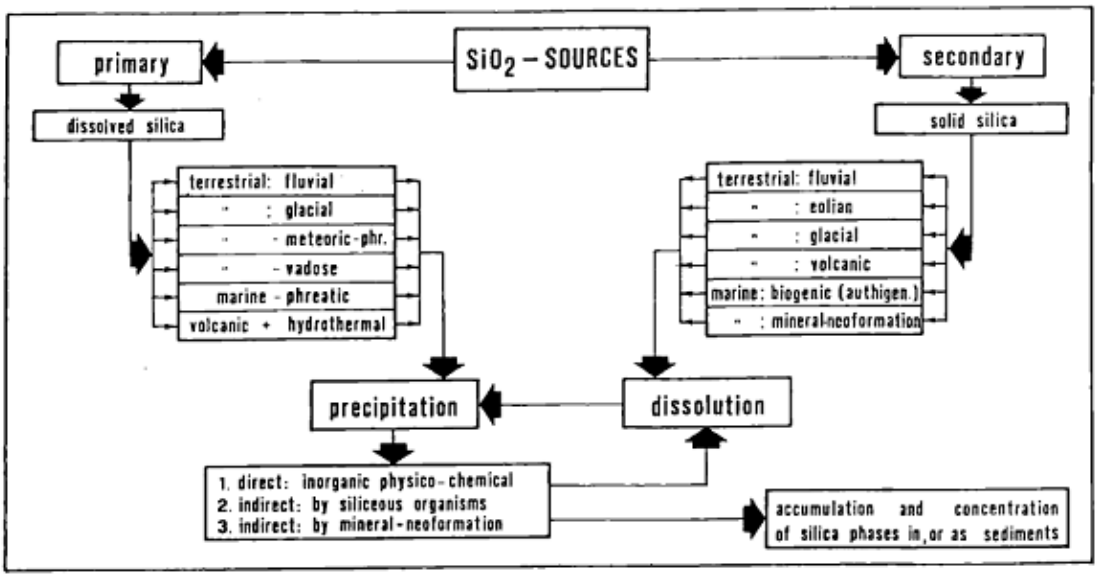


Fig: VII.3: Circulation des phases de silice dissoutes et solides dans le système d'eau (Laschet., 1982).

Dans les conditions naturelles le pH ne dépasse jamais 9, la silice est donc en solution sous forme non ionisée et on est en général autour de 0,035 g/l ou moins dans les eaux douces et autour de 0,001 à 0,002 g/l pour l'eau de mer. Cette silice moléculaire en solution réagit avec d'autres composés pour former des silicates de néoformation des roches sédimentaires, en particulier ceux des argiles.

Enfin, il faut bien noter qu'en terme de stabilité, la silice se dissout si le carbonate précipite et vice-versa: ceci explique la disparition très rapide des spicules d'éponges dans les récifs carbonatés **(**Fig. VII.3). D'autre part il faut prendre en considération la température de fusion de la silice en fonction de la pression d'eau environnante.

Photo: VII.3: Un échantillon de silex (*transformation chimique presque finalisée avec des résidus d'altération des carbonates, résidus des carbonates a la surface de silex).*

Précipitation du silicium

Il s'agit en fait de l'adsorption de la silice sur un floc d'hydroxyde d'Aluminium ou de Magnisium. Cette co-précipitation peut s'effectuer à froid ou à chaud. Elle est souvent réalisée simultanément avec celle du $CaCO_3$ en décarbonatation (Photo: VII.3).

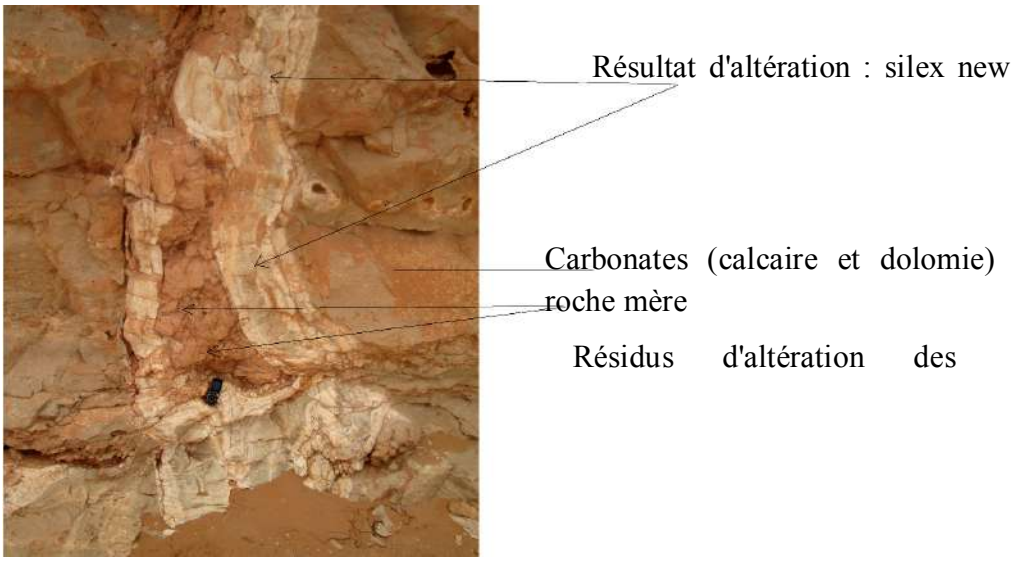


Photo: VII.4: Exemple de formation de silex dans le dorsal de M'zab

- **Désiliciage par Mg^{2+}**

Si le magnésium est présent dans les eaux de forage et si le pH est suffisant, il précipitera lors de leur décarbonatation avec une partie de la silice. Un appoint de Mg peut être effectué par de la poudre de MgO qui se solubilise par carbonatation en $MgCO_3$ à froid. On peut également rajouter un sel de Mg, chlorure ou sulfate.

VII.1-d/: Mécanisme d'interaction entre fluide riche en silice et carbonates solides.

La formation du silex est un phénomène complexe. Il est généralement admis que cette roche se forme à partir d'eau de mer ou de lac (sebkha) saturée en silice. La silice précipite alors sur le lit des océans, sous forme d'agglomérats formant nodules, ou en comblant les cavités laissées dans le calcaire (la craie ou une autre forme de calcaire) et se cristallise en nodules. Dans cette hypothèse, le nodule en se formant épigénise (épigénie) les calcaires environnants, ainsi le silex croît aux dépens du calcaire. Le phénomène de formation d'un nodule de silex s'arrête lorsque les dépôts de calcaire se disparaître et le privent de l'apport en silice dissoute dans l'eau. Les nodules de silex sont enveloppés d'une gangue plus ou moins épaisse nommée "cortex", composée d'impuretés (dépôts organiques) repoussées vers l'extérieur lors de sa croissance:

$$-Si_{(aq)} + CaCO_{3(s)} \longrightarrow Silex_{(s)} + CO2_{(g)}$$

La présence des concrétions, des grands blocs et des plages graveleux de silex dans notre région d'étude a fait l'objet de multiples discussions (Photo.VII.1)(l'origine autochtone ou allochtone des formations résiduelles à silex par rapport aux craies),ces bloc semblent formés sur place (autochtones) et non pas subissent destransports ou des d'altération post-génétique car ils ne présentent aucune usure ou fragmentations mécaniques ou altération chimique post-génétique(Photo: VII.6).

$Si(OH)_4 \text{-----} > H^+ + SiO(OH)_3^-$ suivi de $SiO(OH)_3^- \text{-----} > H^+ + SiO_2 + (OH)_2^{-2}$

L'accumulation de silice se fait essentiellement par remplacement iso-volume des minéraux primaires et secondaires. Ce processus d'épigénie est complexe et va prédéterminer largement certains types de silex. (FERNANDES P., 2012)

La solubilité du quartz a été déterminée par Morey, Fournier et Rowe (1962) à 6.0mg/1 à 25°C et de 26 mg/1 à 84°C (sous forme de SiO2).

Selon Fournier et Rowe (1962) la solubilité de la cristobalite était de 27 mg/L à 25 °C et 94 mg/L à 84 °C. Morey, Fournier et Rowe (1964) ont signalé que la solubilité de la silice amorphe était de 115 mg /L à 25 °C.

Ces résultats montrent l'important effet de la température sur la solubilité de la silice. Il convient également de noter qu'à 25°C, le solide qui se forme d'abord est de la silice amorphe et que ce matériau n'est pas facilement converti en formes cristallisées de plus faible solubilité (JOHN D. HEM., 1970).

L'eau naturelle a généralement plus de silice dissoute que la valeur d'équilibre de quartz, mais inférieure aux valeurs indiquées pour la silice amorphe, qui est la limite probable d'équilibre supérieur. La tendance générale à la teneur en silice de l'eau naturelle dans une gamme relativement étroite suggère qu'il existe un autre type de contrôle de la solubilité.

- $CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca^{2+} + 2HCO_3$-……(1)
- $H_3SiO_4^- + CO_2 + H_2O = HCO_3^- + H_4SiO_4$…..(2)
- $H4SiO4 = SiO2 + 2H2O$…..(3)

VII.2/ CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES SILEX DE NOTRE REGION D'ETUDE

VII.2-1/Analyse par microscope électronique à balayage (MEB) associée a analyse ponctuelle par Edx (Meb-Edx)

La méthode la Fluorescence X couplée au Microscope Electronique à Balayage (en dispersion d'énergie)(analyse chimique globale en dispersion de longueur d'onde)réalisées au laboratoire de matériaux à l'université de Ouargla (microscope électronique à balayage, Phenom Prox équipée d'une microanalyse aux rayons X) (fig.VII.4) d'analyse a apporté des bonnes résultats concernant les compositions élémentaires chimiques des échantillons de silex de notre région d'étude.

Fig: VII.4. Phenom ProX SEM with EDX for elemental identificationetEDX Spectrum for elemental analysis from Phenom ProX SEM.

L'analyse au Phenom ProX SEM with EDX (Fig. VII.4**)** a été effectuée sur une poudre de la roche (Photo: VII.3) de quelques micromètres. L'échantillon entier est placé dans une chambre sous vide, puis à l'aide du système d'imagerie plusieurs zones sont analysées (Fig. VII.5). Celles-ci peuvent être ponctuelles et consister en plusieurs points, ou plus étendues, et prendre en compte une surface de plusieurs µm². L'analyse porte donc sur des parties de l'échantillon jugées représentatives et non sur l'ensemble.

En ce qui concerne la méthode de Fluorescence X, la préparation des échantillons a consisté en un intense broyage de l'échantillon et de constituer une pastille de verre à partir du mélange. L'analyse a donc porté sur la totalité de l'échantillon.

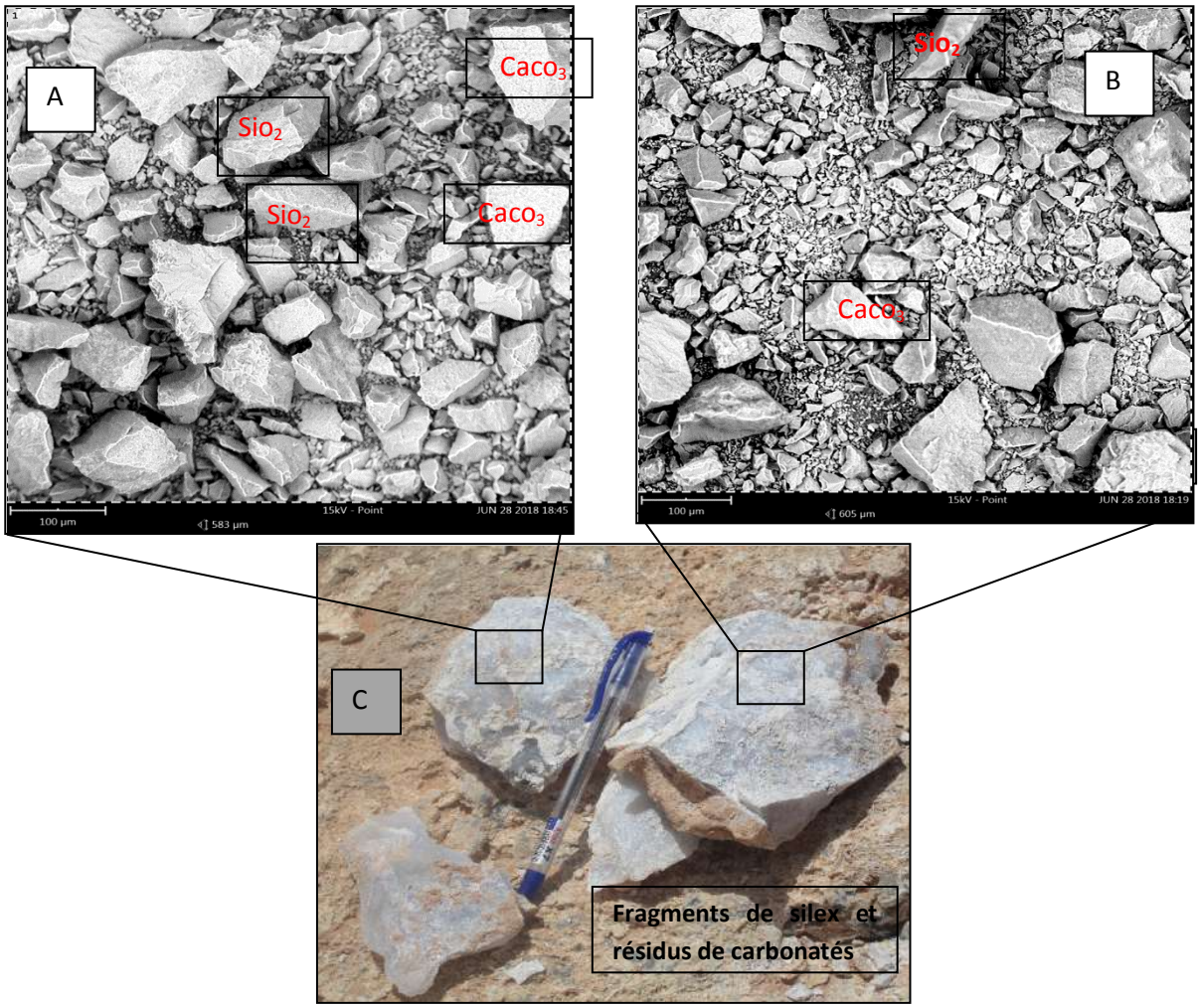


Fig. VII.5 : Stade final de l'altération chimique des carbonates & formation de silex (A et B: photos sous microscope électronique à balayage (MEB) de silex et C: photo d'un silex roche)

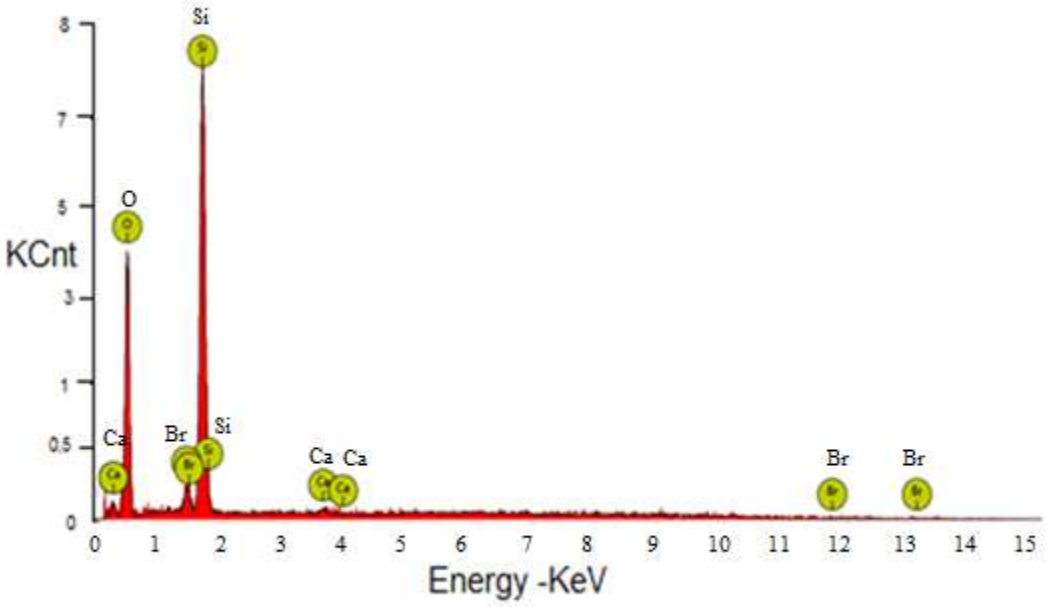


Fig. VII.6: Spectre EDX de l'échantillon slx1.

Element Number	Element Symbol	Element Name	Weight Concentration (mg/ml)	Error
14	Si	Silicium	35.8	0.2
8	O	Oxygène	62.2	0.3
20	Ca	Calcium	1.4	0.7
13	Al	Aluminium	0.7	3.9

Tableau.VII.2:résultat d'analyse en concentration relative en poids volumique des différents éléments identifiés slx1.

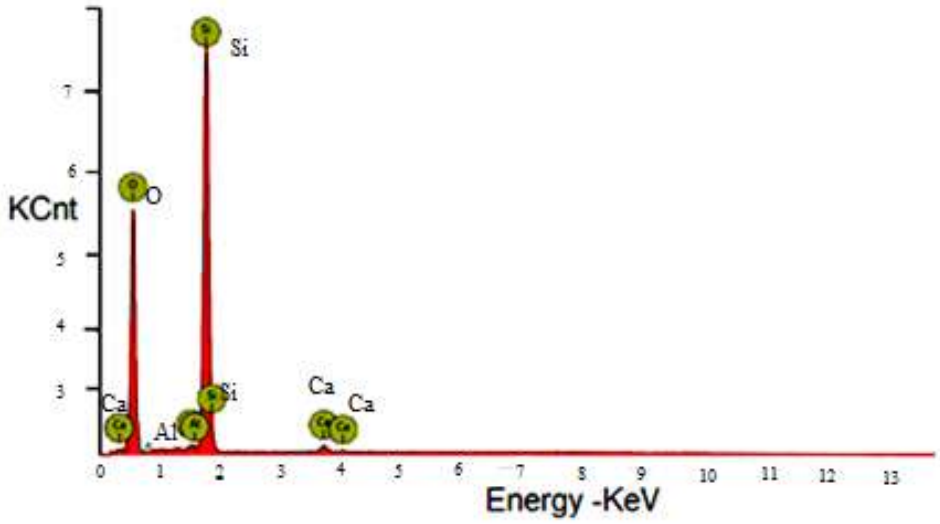


Fig: VII.7: Spectre EDX de l'échantillon slx2.

L'analyse EDX (analyse dispersive en énergie) (Fig. VII.4) par microscopie électronique à balayage est une méthode intéressante pour différents types de matériaux.

En effet, cette méthode d'analyse non-destructive permet de déterminer la composition chimique du matériau.

De plus, cette méthode d'analyse étant couplée à un microscope électronique à balayage permet de voir et de diriger très précisément l'analyse. Il est possible notamment de réaliser une analyse ponctuelle sur une incrustation qui mesure moins d'un micron. Bien d'autres applications sont utiles dans l'analyse courante ainsi que dans la recherche de défauts.

L'analyse EDX permet aussi d'effectuer une cartographie (fig.VII.5), la cartographie est une représentation du pourcentage (%) d'un élément sur une certaine plage géographique. Tous les échantillons contiennent deux éléments majeurs, O et Si. Cependant, les spectres montrent aussi différents pics mineurs de Ca, Al et Br. Tous les échantillons sont riches en Si et O (tableau VII.3 et VII.4).

Les spectres obtenus présentent presque les mêmes résultats, ne sont constitués que de deux pics très importants correspondant à O et Si (Fig. VII.6 et Fig. VII.7).

Il s'agirait donc silex et de carbonates (l'hydrogène n'apparaît pas sur les spectres avec la méthode utilisée).

La composition élémentaire moyenne obtenue à Bordeaux souligne la présence de O, Si, Br et des traces de Ca. Les raies de faible intensité (Br et Ca) doivent être associées à des éléments en concentrations mineures dans le minéral.

A partir du poids des seuils identifiables dans un spectre, il est possible de remonter à la détermination de la concentration relative en poids volumique des différents éléments concernés (tableau VII.2.et VII.3).

Element Number	Element Symbol	Element Name	Weight Concentration (mg/ml)	Error
14	Si	Silicium	36.4	0.2
8	O	Oxygène	57.3	0.4
35	Br	Brome	5.5	0.1
20	Ca	Calcium	0.8	1.5

Tableau.VII.3:résultat d'analyse en concentration relative en poids volumique des différents éléments identifiés slx2.

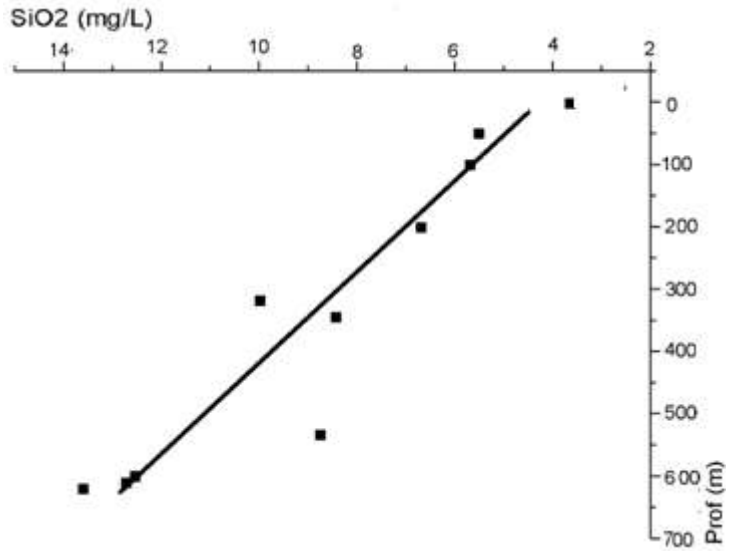


Fig.VII.8: Taux de silice dans l'eau en fonction de profondeur

La silicification est contrôlée par la distribution de la porosité, perméabilité, le taux de carbonates et d'évaporite du sédiment préexistant. Le remplacement des carbonates par le silex est particulièrement important dans cet endroit comparé à d'autres dans notre région d'étude. L'origine de la silice et les mécanismes qui conduisent à la formation du silex sont à expliqués dans cet étude.

En plus de remplacer les calcaires, les silex peuvent remplacer l'opale et/ou les dolomies. Ils peuvent remplir les fractures et proviennent d'eaux souterraines riches en silice. Les silex peuvent former des nodules, des brèches, des lits, des digues et des sphéroïdes.

Le silex et leur génération est variable, tout comme leur taux et leur cadence. Elles peuvent être formées en même temps que les dépôts de sédiments à proximité de l'interface eau sédimentaire/air. Les eaux souterraines sont liées aux conditions de profondeur (P et T) sont donc riches en silice. Ils peuvent aussi être des caractères diagénétiques tardifs créés lors de la migration des saumures profondes riche en silice. Ainsi, la silicification est un produit de la diagenèse qui peut être la réponse à des eaux riches en silice à basse température ou le produit du métasomatisme lié à l'extrusion volcanique et aux intrusions de dykes. Ils forment des roches siliceuses qui

peuvent être des sédiments chimiques ou des produits de remplacement de sédiments préexistants (silicification) et le développement de concrétions.

La formation des nodules et des grains de silex dans les calcaires ont été liés à l'anoxie interstitielle, la déformation des sédiments mous, lorsque le remplacement secondaire de carbonate par la silice peut se produire. Ils sont également souvent associés à des évaporites (SEPM STRATA. 2018).

Nous présumons que la principale source de la silice est en relation avec une combinaison de processus associée à l'alimentation de la nappe superficielle et l'apport ascendant des nappes profondes (CI et CT) (Fig.VII.12). Pour comprendre l'influence relative des eaux profondes sur l'origine et propriétés de silex dans cette région une explication inspirée des autres cas similaires dans autres régions peut être appliqué à la silicification dans notre région.

Ech	SiO2	Al2O3	TiO_2	Fe2O3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Ech.1	53	0,118	0,004	0,123	15,7	28,9	0,103	0,023	97,971
Ech.2	90,5	0,179	0	1,3	0,012	1,12	0,133	0,21	93,454
Ech.3	94,6	0,286	0,006	1,65	0,163	0,297	0,228	0,039	97,269
Ech.4	91,3	0,25	0,009	0,296	1,2	3,07	0,077	0,045	96,247

Tableau.VII.4:résultat d'analyse de roche totale des échantillons de silex

D'après la figure VII.8 le taux de silice dans l'eau augmente clairement avec la profondeur, les valeurs de silice (représentées ici par le dioxyde de silice SiO_2) varient de 3,5mg/l à 13.6mg/l avec une moyenne de 8mg/L. Ce taux relativement faible indique un faible temps de résidence dans les réservoirs. Les facteurs les plus importants contrôlant la concentration de silice dans les eaux souterraines sont le type de roche avec lequel l'eau entre en contact et la durée de l'interaction.

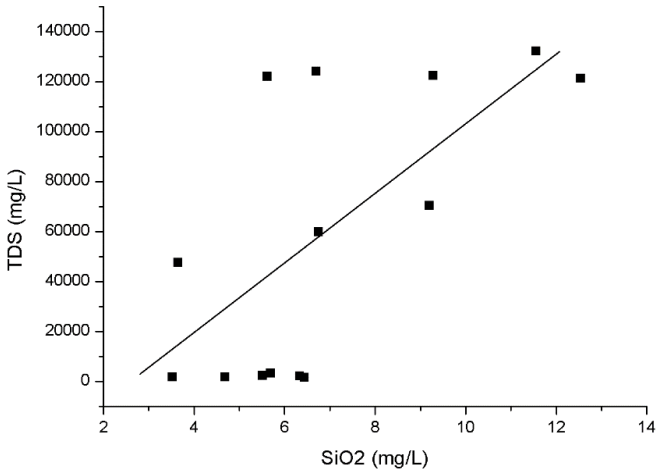


Fig.VII.10: Taux de silice dans l'eau en fonction TDS (sel total dissous)

D'après Hem (1959) les eaux souterraines acquièrent la silice exclusivement et sans équivoque à travers l'eau de roche d'interaction. D'après Davis (1964) la concentration normale de SiO_2 dans les eaux souterraines varie entre 1 et 30 mg/L avec une valeur médiane de 17 mg/L (Fig.VII.14). Les valeurs de silice dans l'eau souterraine augmentent en raison d'une interaction prolongée avec les roches

silicatées et que les niveaux de silice dépendent totalement de la durée pendant laquelle l'eau reste dans le souterraine (Marchand et al. 2002).
Les études de Khan & Umar (2010) montrent que les valeurs de silice sont plus élevées dans les eaux souterraines qui ont circulé plus profondément que dans les eaux de moindre circulation.

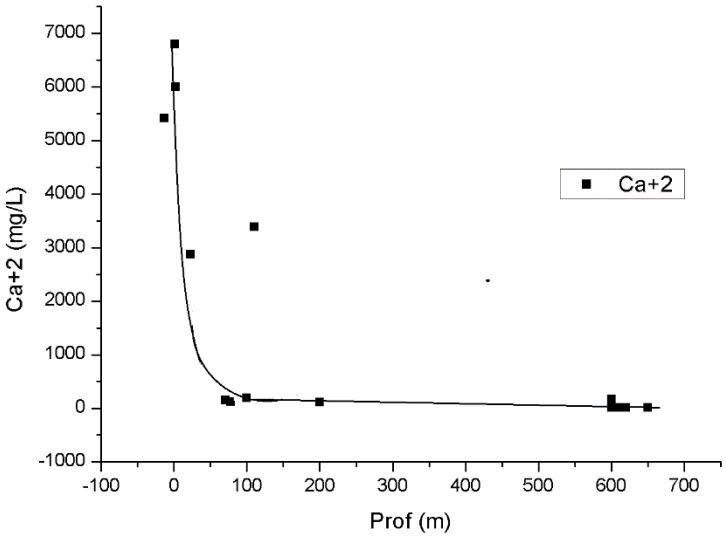


Fig.VII.11: Taux de Ca dans l'eau en fonction de la profondeur (sel total dissous TDS)

Fig.VII.12: Taux de Si dans les échantillons analysés en fonction de la profondeur.

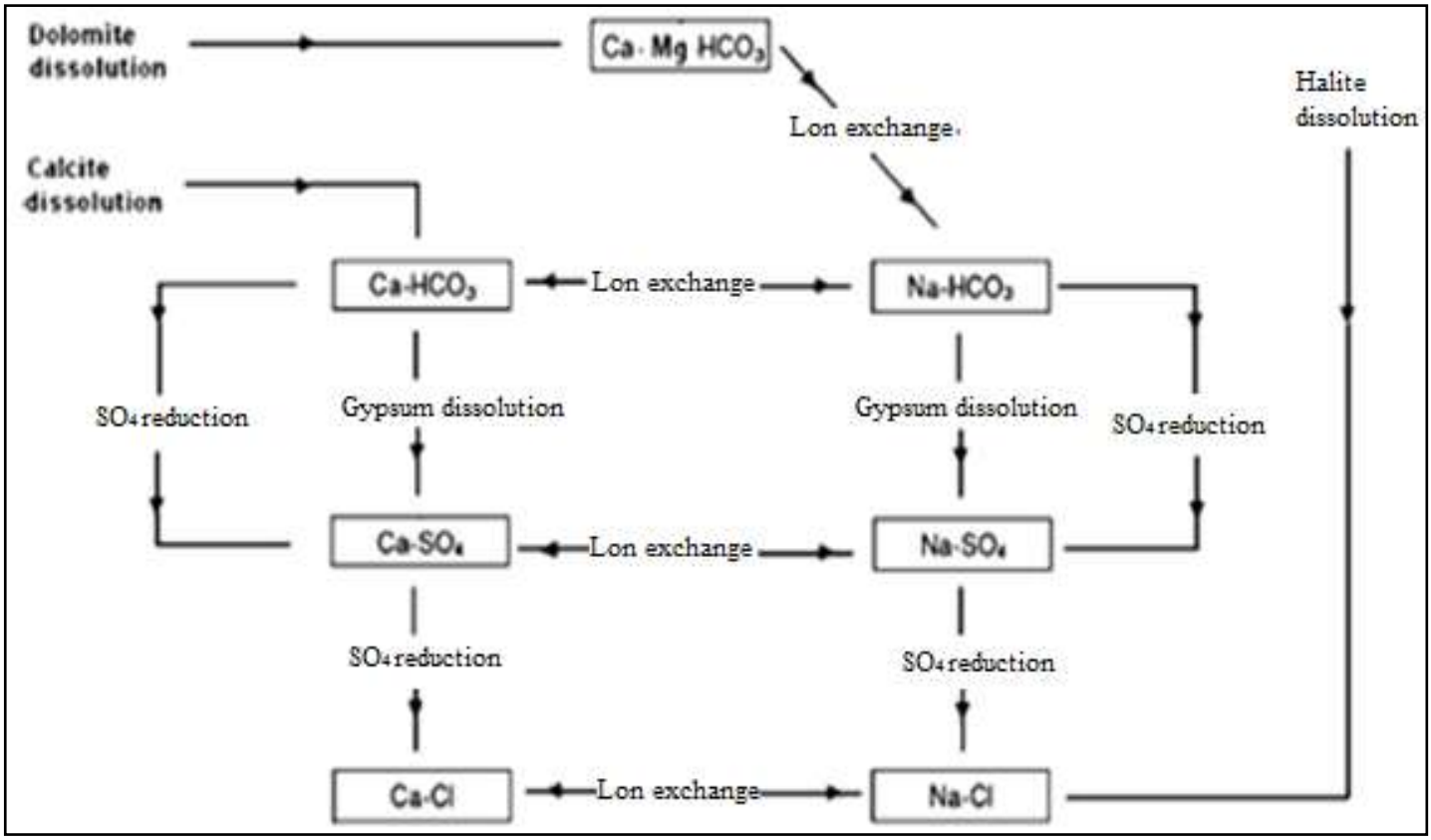


Fig.VII.12:roche –eaux interaction et type d'eaux souterraines résultantes

(L.Elango & al 2007).

D'après la figure VII.10, les valeurs de silice ont changé plus significativement les valeurs TDS ce qui peut indiquer:

a- Le comportement hydrologique de l'eau de surface varie d'un endroit à l'autre.
b- Les valeurs TDS globales plus forte indiquent une grande interaction de l'eau avec les roches de réservoir et les couches superficielles.

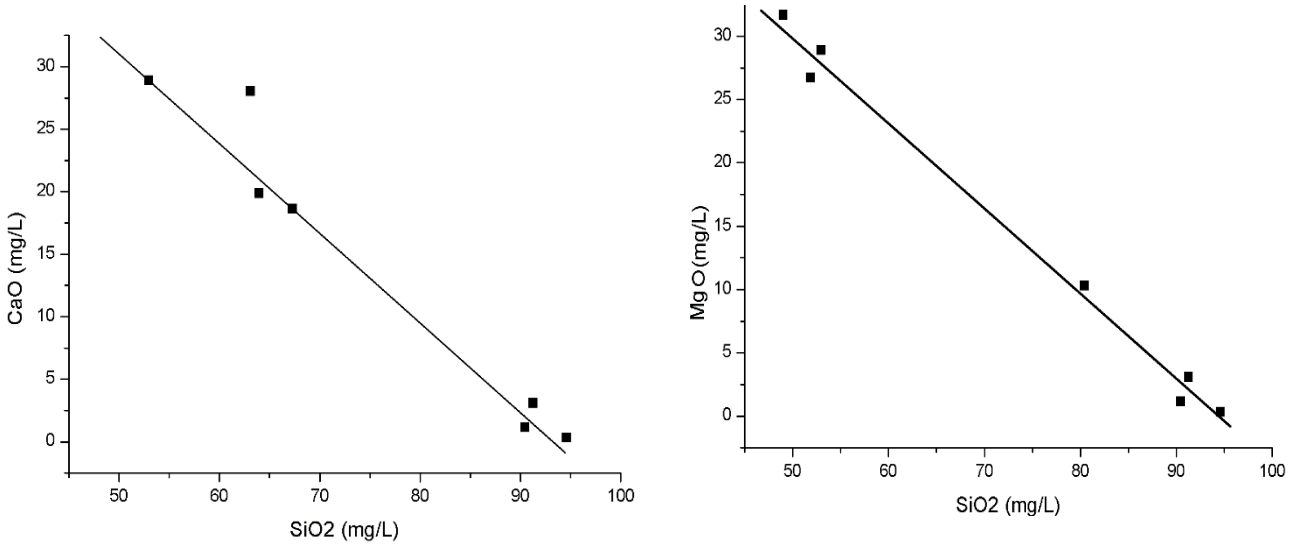


Fig.VII.13: corrélation de entre le taux de Si et (Ca et Mg) dans la roche totale.

Les résultats de la diffraction des rayons X (DRX) réalisée **(**Fig.VII.15)au Laboratoire de cristallochimie et Physicochimie du Solide à l'université Usto d'Oran sur trois échantillons de silex prélevés aux environs de Hassi Miloud au Nord de Ouargla, révèlent que les phases les mieux cristallisées et/ou les plus abondantes sont le quartz (SiO_2) et les carbonate (calcite et/ou craie $CaCO_3$). Le Quartz représente la phase néoformée qui le silex et les carbonates représentent la roche mère du silex (la craie).

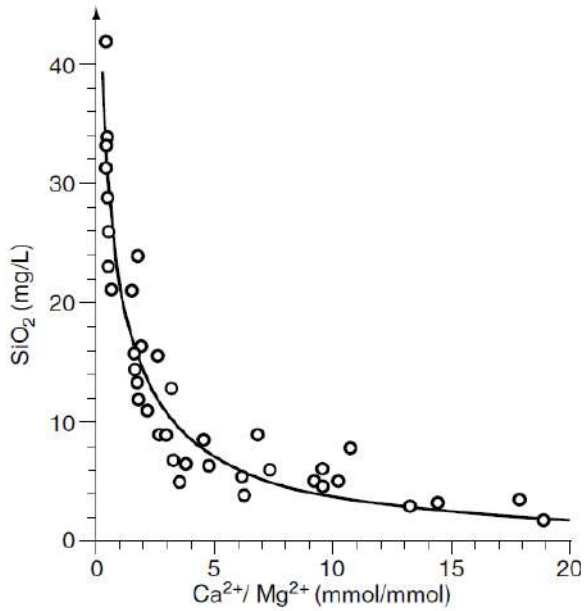


Fig.VII.14: Relation entre la teneur en silice et le rapport Ca + 2 / Mg + 2 molaire aux principales sources karstiques de la ceinture ophiolitique des Dinarides intérieures serbes.

(From Kresic, N. and Papic, P., Environ. Geol. Water Sci., 15(2), 131, 1990.).*Mélange d'eaux des pores d'origines différentes, en proportions permettant une sous-saturation vis-à-vis de la calcite et une sur-saturation vis-à-vis de l'opale. Ce mécanisme, qui pourrait convenir pour expliquer l'existence de bancs de silex nodulaires dans de nombreux calcaires néritiques ou continentaux peu enfouis, est proche de celui qui a été évoqué pour la dolomitisation en milieu infra-tidal* (Hervé Chamley &al., 2013)..

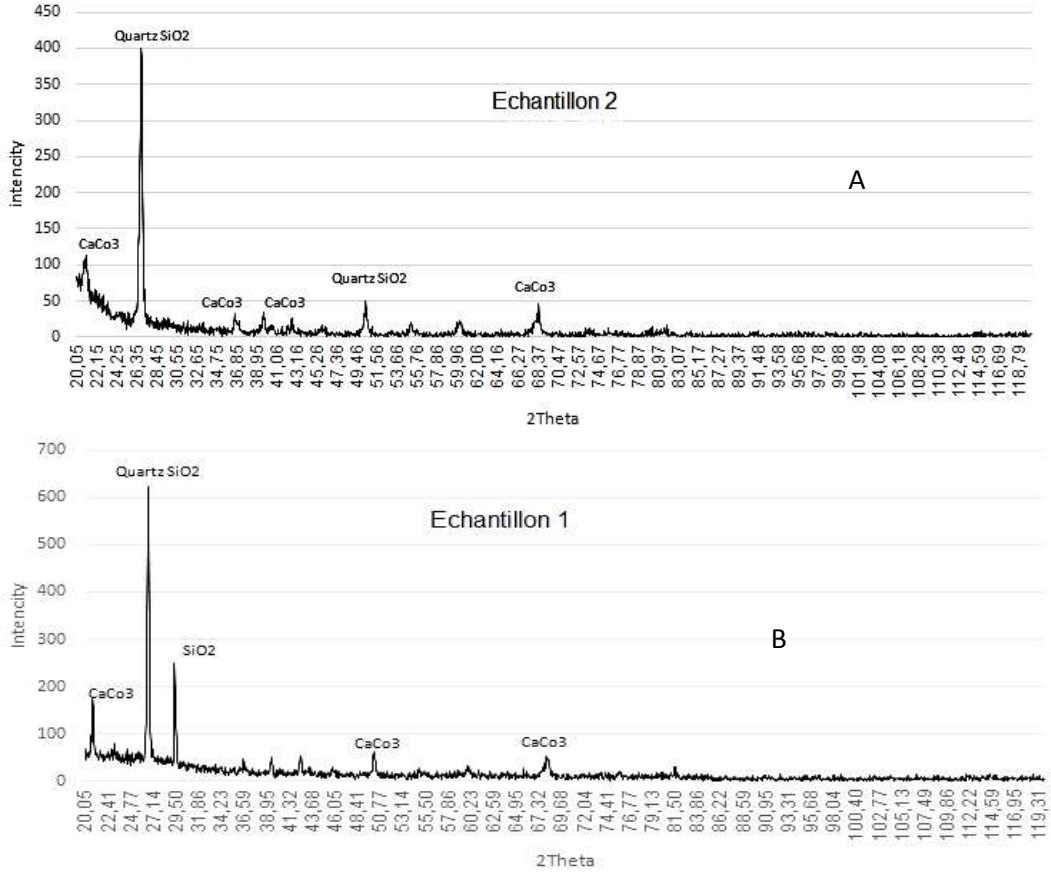


Fig.15: résultats d'analyses DRX

VII.2-2/Origine probable de silice de notre région d'étude:

Le site étudié est caractérisé par la présence probable d'un flux d'eau ascendant ce qui été signaler par Gonfiantini, 1974 et Guendouz et al (1985), utilisant les méthodes des isotopes stables. D'après ces études isotopiques la nappe superficielle était en communication hydraulique avec les aquifères de CI et CT par un système de failles verticales.

D'après Guendouz (1985), les eaux profondes de salinité 2,5 à 3.5 par mille est de type sulfato-chloruré à sodi-magnésien ou sodi-calcique, les eaux de surface, de même faciès et plus salées par suite de lessivage et sous l'effet de l'évaporation.

Dans la région le rôle du drainance vertical comme source de silice est très probable, dans les processus de genèse et la post-genèse des silex. Les conditions à l'origine de ces processus complexes dépendent d'un grand nombre de facteurs physiques, physico-chimiques, du temps et de la cinétique des réactions. Conditions bathymétriques – lithologiques, activité des eaux interstitielles (débit et directions des flux), températures, équilibres acido-basiques et oxydo-réducteurs, présence de CO_2 et de cations métalliques, type de porosité et de perméabilité des sédiments générateurs et porteurs, tectonique…, tous ces facteurs participent à la réaction.

La variation du pH et la température sont des facteurs décisifs, mais ne sont pas les seuls paramètres qui contrôlent les processus de dissolution et de croissance des réactifs et des produits.

L'hypothèse de Millot, (1964) et Parron et al., (1976) proposant que la teneur en silice et en impuretés des solutions contrôlent la diagenèse du silex est vérifiée par les productions expérimentales en laboratoire par Delmas et al.,(1982).

Les nodules de silex sont fréquents dans la partie inférieure de la craie tufacées et ils sont présents dans les grès bioclastiques laminés ondulés (Felder, P. J., 1988).

Un mécanisme chimique de substitution de la calcite par de la silice, progressivement le silex grossier. Les roches carbonatées dans notre région sont poreux et perméable permet la circulation des fluides riche en silice les flux d'eau chaudes accélèrent les réactions de substitution Si/Ca et la formation des nouveaux roche de silex.

VII.2-3/Les processus de formation de silex dans la région de Ouargla

- 1/présence d'une roche carbonatée (la craie) et une eau riche en silice (eau météoritique ou profonde) (Fig: VII.16).
- 2/ altération et transformation de craie en silex (altération chimique) et formation des premiers noyaux de silex dans la formation crayeuse.
- 3/développement des grains de silex en fonction des conditions favorables pour ce processus (Photo.VII.5).
- 4/érosion des restes du roche mère (la craie) friable et détachement des grains de silex solide et résistants (Fig. VII.16).
- 5/disparition totale de roche carbonatée par érosion éolien et persistance des grains résistant de silex (Photo.VII.5).
- 6/émoussement et usure des grains de silex après leurs dénudations et formation des grains de silex émoussé et arrondis.

VII.2-4/Origine des silex (terrasses alluviales) dans la cuvette d'Ouargla, les témoignages et manifestations sur terrain :

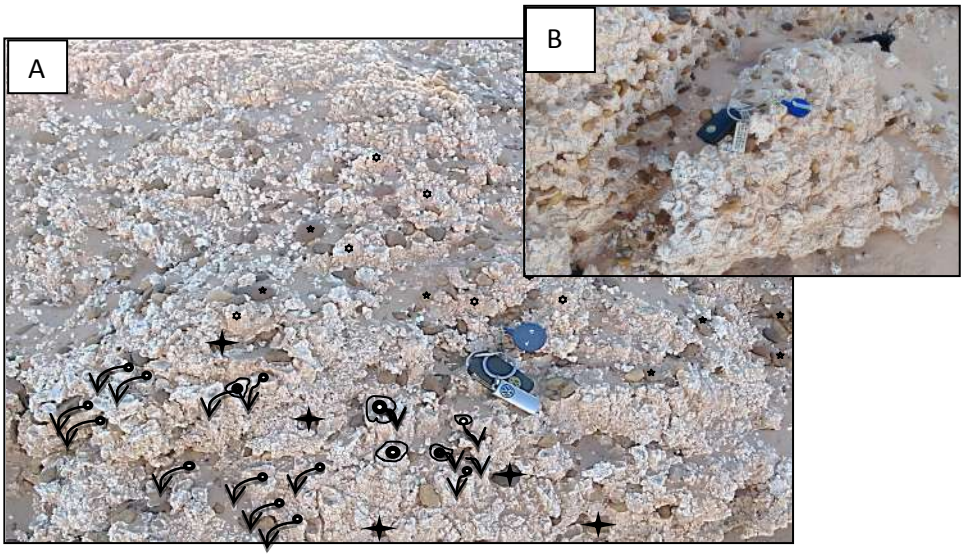


Fig.VII.16: différente positions et état d'un grain de silex à l'endroit de sa formation (Sud Est de Ouargla), A : avec interprétation, B : la même image non interprétée.

Roche mère de silex (craie et calcaire);
grains de Silex déplacé par l'érosion;
Taille d'origine du grain de silex;
Déplacement de grain de silex;
Grain de silex non déplacé (grain fixe à l'endroit originel de sa formation);
Premier germe de formation de grain de silex.

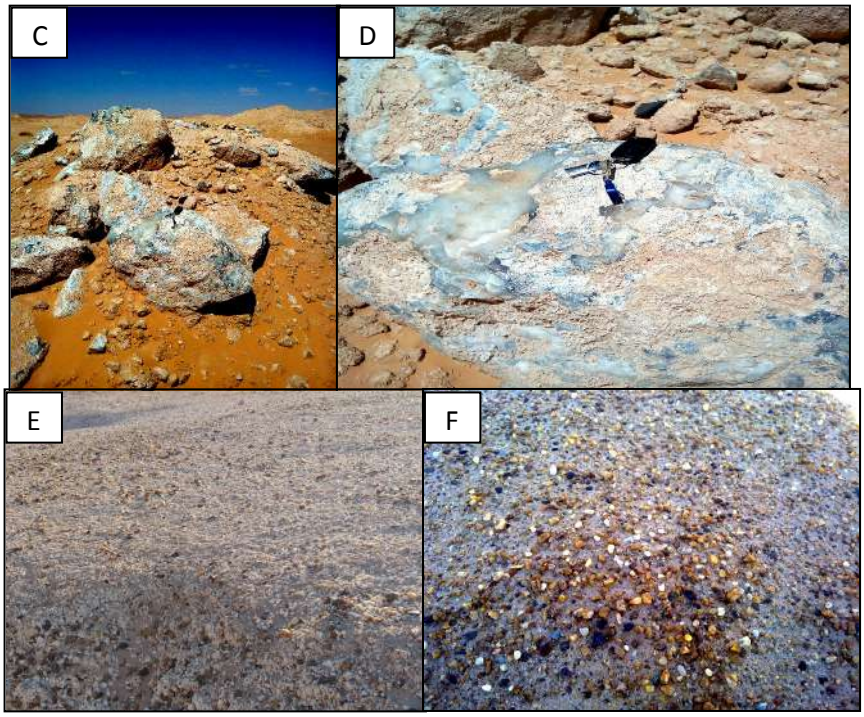


Photo.VII.17:les différentes situations et états des silex à l'endroit de leur formation et accumulation (Sud Est de Ouargla).*les différentes organisations et manifestations des silex, C, D: gros blocs, E: grains de silex dans leur site origine (sur leur roche mère carbonatée) , F: grains de silex sur sable éolien après érosion et disparition totale des carbonates (roche mère).*

VII.2-5/Les étapes de formation de silex (terrasses alluviales)

D'après les photos de terrain ci-dessus on peut déduire (Photo.VII.5):

- la première étape (les photos A et B), correspondent à la germination et croissance des grains;
- la deuxième étape (photo D) corresponde à l'augmentation et développement de la taille des grains en fonction de teneur de l'eau de la nappe en silice (Si) et de la durée de résidence dans l'eau riche en silice;
- la troisième étape (photos C et E), correspondant à l'érosion et détachement de grains de silex;
- La photo F: représente l'étape finale et représente la phase de disparition totale de la roche mère carbonatée (la craie) (Photo.VII.5) par érosion et persistance des grains de silex résistants.

Conclusion :

Dans le site étudié, les silex ce développent dans les carbonates de Mio-Pliocène, les reconnaissances de terrain et les analyses géochimiques indiquent fortement une origine non biochimique du cette roche, excluant les spicules spongieux ou radiolaires comme principale source de silice. Nous émettons l'hypothèse que la source principale de la silice est liée à une combinaison de processus associés au remonté des eaux hydrogéologiques des nappes profondes riche en silice (CI et CT)

Le silex peut se former lorsque des microcristaux de dioxyde de silicium croître dans des sédiments mous qui deviendront du calcaire ou de la craie. Dans ces sédiments, d'énormes quantités de microcristaux de dioxyde de silicium se développent en nodules ou en concrétions de forme irrégulière lorsque la silice dissoute est transportée vers le site de formation par le mouvement des eaux souterraines.

Si les nodules ou les concrétions sont nombreux, ils peuvent grossir et se fondre les uns aux autres pour former une couche ou des blocs (c'est le cas des silex dans notre région) de silex presque continu dans la masse sédimentaire. Le silex formé de cette manière est une roche sédimentaire chimique. Une forme du dioxyde de silicium dans le silex pourrait avoir une origine biologique. Les silex sont dégagés par l'érosion, fragmentés par le gel et dégel, émoussés par les érosions hydriques et éolien et se retrouvent sous forme de galets arrondis en surface. Les analyses quantitatives ont permis de valider les observations et les identifications de terrain, l'analyse quantitative individuelle sur particules montre une composition chimique et minéralogique homogène constitue de silex et de carbonates et la silice qui à donnée naissance au silex est d'origine profonde acheminée par les eaux de profondeur (CI et CT) à travers les failles et fractures dans la région.

D'autres analyses géologiques et géochimiques peuvent être en mesure d'expliquer d'autres possibles sources de silice conduisant à la formation de silex dans les formations carbonatés et aider à mieux comprendre les rôles des mécanismes de remonté des eaux dans ce processus chimique.

Chapitre VIII.Acquisition de la géochimie des eaux de la nappe phréatique (interaction eau-roche et eaux profondes- eaux de surfaces)

Introduction

Les eaux souterraines sont classées en différents types selon le pourcentage de teneur de leurs constituants chimiques. Cette différence dans les eaux résultait principalement de différents types d'interactions eau-roche. En général, les importants types d'eau trouvés dans le monde entier sont: le Ca-HCO_3, le Ca-Mg-HCO_3, le Ca-Cl, le Na-HCO_3, le Na-Cl, le Ca-SO_4 et le Na-SO_4. La dissolution de la calcite, de la dolomite, du gypse et de l'halite donnera des eaux de type Ca-HCO_3, Ca-Mg-HCO_3, Ca-SO_4 et Na-Cl, respectivement. Une grande quantité d'ions Ca et HCO_3 provenant de la calcite est responsable de Ca-HCO_3; les ions Ca, Mg et HCO_3 provenant de la dolomite sont responsables de Ca-Mg-HCO_3; les ions Ca et SO_4 provenant du gypse sont responsables du Ca-SO_4; Na et Cl qui proviennent de l'halite est responsable de Na-Cl. En outre, a cause du processus d'échange de cations, les types d'eaux souterraines Na-HCO_3, Ca-Cl et Na-SO_4 peuvent se former.

L'hydrochimie des zones endoréiques arides est caractérisée par les phénomènes de concentration des solutions et de salinisation sous l'influence de l'évaporation intense. Dans ce contexte, les autres mécanismes responsables de l'acquisition de la qualité chimique de l'eau peut être masqués par le rôle de facteur suscité. Les processus responsables de la variation de la composition de l'eau sont nombreux et complexes et dépendent du climat, de la géologie, et de l'environnement écologique (anthropique).

En période chaude les concentrations en sodium allant de 3500 mg/l à 115 g/l dans les eaux de surface. Les concentrations en potassium varient en période des basses eaux de 200 à 4300mg/l pour les eaux de surface.

Les faibles concentrations sont enregistrées au niveau des bordures des aquifères, alors que les fortes valeurs des sels sont observées dans les zones basses (chotts et sebkhas).

La corrélation entre la conductivité électrique est les éléments chimiques majeurs, montre que la minéralisation est essentiellement liée aux chlorures, au sodium, aux sulfates, au magnésium et au calcium, les bicarbonates n'ont pas de rôle caractéristique dans la minéralisation des eaux de surface.

La salinité des eaux souterraines de l'aquifère Quaternaire de la région d'étude a atteint des valeurs très élevées rendant ces eaux non propres à la consommation domestique et à l'irrigation.

L'objectif de cette partie est de caractériser la géochimie des eaux de surface dans le bassin endoréique de Ouargla afin de modéliser les processus responsable de la qualité géochimique des eaux et de prévoir la chimisme des masses d'eau en fonction de leur position spatial et temporels.

La structure géologique du bassin Mio-Plio-Quaternaire dépend des dernières directions des phases tectoniques affectant la région ainsi que de la nature lithologique des sédiments qui excèdent les 200m d'épaisseur au centre de la cuvette.

La organisation de ces dépôts a favorisé l'existence des l'horizons privilégiés d'écoulement, caractérisé par une hétérogénéité latérale et verticale extrême. La recharge du bassin est directement assurée par les précipitations et les apports latéraux

dans l'Atlas Saharien et le dorsal de M'zab. Le drainage général de l'eau s'écoule dans une direction S-N à SW-NE

VII.3/1-L'acquisition des données physicochimiques et géochimiques des eaux:

Une campagne d'échantillonnage (2015 et 2017) a touché les puits, forages et pizomètres fonctionnaires (environ 45 échantillons) répartis sur la zone d'étude.
La conductivité électrique, le pH et la température ont été mesurés sur le terrain. Les analyses chimiques des éléments majeurs ainsi que la détermination du résidu sec ont été effectuées laboratoire de ANRH Ouargla, ANRH Adrar et au laboratoire des travaux public de sud unité de Ghardaia.

Les pourcentages en chlorures ont été déterminés par la méthode de titration (méthode de Mohr). Les sulfates ont été dosés par la méthode gravimétrique. L'alcalinité a été déterminée par la méthode potentio-métrique. Le sodium et le potassium ont été analysés à l'aide d'un photomètre d'émission en flamme.

La mesure des concentrations du calcium, du potassium, du sodium et du magnésium a été effectuée par la méthode photométrie de flamme.
Le dosage des sulfates et des chlorures a été réalisé par titrimétrie. La détermination du degré alcalimétrique a permis de déterminer la concentration en carbonates.
L'interprétation des données ainsi que les calculs des rapports caractéristiques sont effectuées par les logiciels Diagramme (Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon.v.5.5. 2011*),* Phreeqci (USGS) et OriginePro8. (Originlab corporation 2007). La vérification des fiabilités données a été réalisée par le logiciel AqQA version 1.1.1 -2006 (Rockwar Inc).

VII.3/1-1/Interprétation hydrochimique des données

VII.3/1-1.a/les Caractéristiques physicochimiques

Les températures des eaux du système aquifère multicouche du bassin de Ouargla sont comprises entre 20 et 30°C pour la nappe phréatique. Elles peuvent atteindre 51°C pour la nappe profonde. Les profondeurs des aquifères justifient cette large gamme de température. D'après les données de température, il possible de calculer la profondeur minimale (Pm) de la nappe phréatique dans la région d'étude par la formule *(*Freeze et Cherry., 1979*)*:

$$P_m = (T_{eau}[°C] - T_{région}[°C]) / (\text{Gradient thermique local})$$

D'après les coupes géologiques, la profondeur variée entre 10 et 15m du mur de la nappe phréatique. Cette différence de profondeur calculée (Pm=10m) peut être due à des erreurs de mesure de la température de l'eau et de l'approximation de gradient thermique local.

VII.3/1-1.b/La conductivité électrique:

La minéralisation totale (mEq/L), est approximativement le résultat de produit de la conductivité électrique à 25°C par un coefficient compris entre 0.55 et 0.75 pour la majorité des eaux souterraines (Freeze &Cherry, 1979). La conductivité accroître avec la température, de ce fait on procède toujours à une correction par rapport à une température de référence (20° ou 25°C).Dans notre région la conductivité électrique présente une variation spatiale très remarquable (Fig. VII.18) avec des valeurs comprises entre 169000 et 2800µS.cm^{-1}, et une moyenne de l'ordre de 85900 µS.cm^{-1}. Elle augmente vers l'aval du système aquifère (les sebkhas), ce qui indique une croissance de la minéralisation totale dans le sens de l'écoulement de Sud vers Nord. Les salinités varient entre 1,2 et 3,5g/L, avec une moyenne de 2,6 g/L pour les eaux de la nappe phréatique.

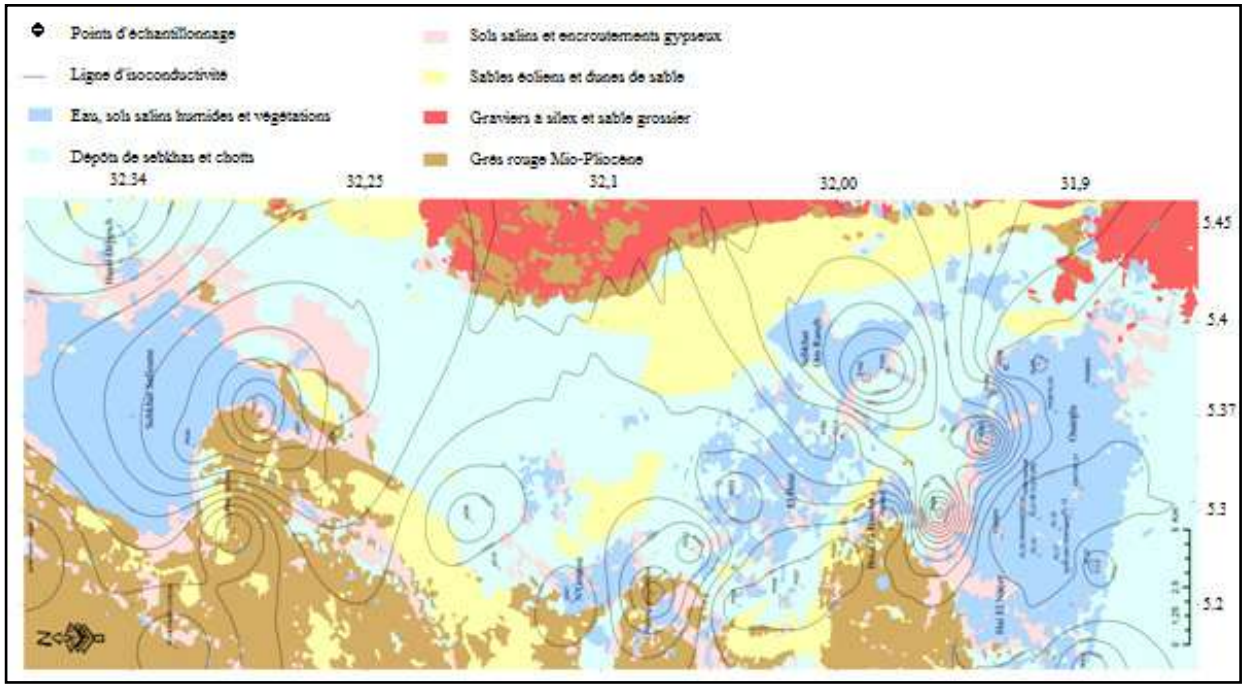


Fig.VII.18: la conductivité de l'eau la nappe (2015)

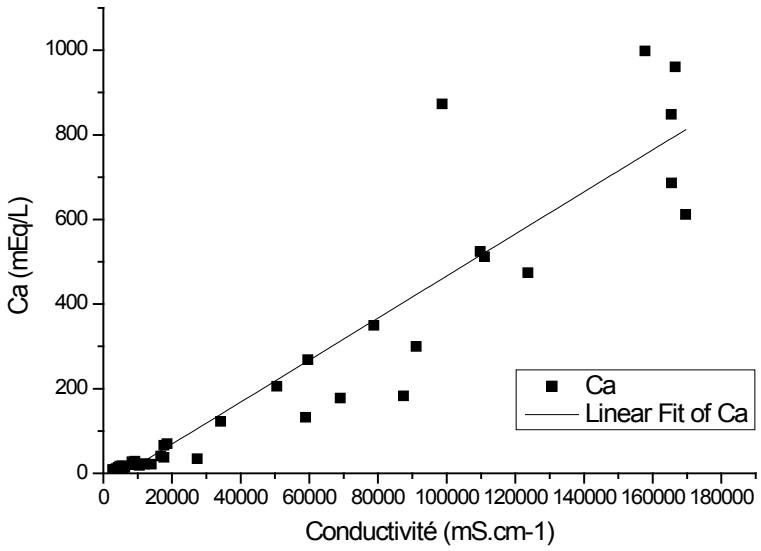


Fig.VII.19.: conductivité fonction l'activité de Ca de la nappe phréatique (2015)

VII.3/1-1.c/Le pH:

Le pH des eaux souterraines sont homogènes et oscillent entre 7,3 et 8,2, avec une moyenne de l'ordre de 7,4 qui traduit une nette alcalinité. Les eaux de la nappe ont des pH alcalins (7.29<pH<8.3) (Nezli IE., 2009).

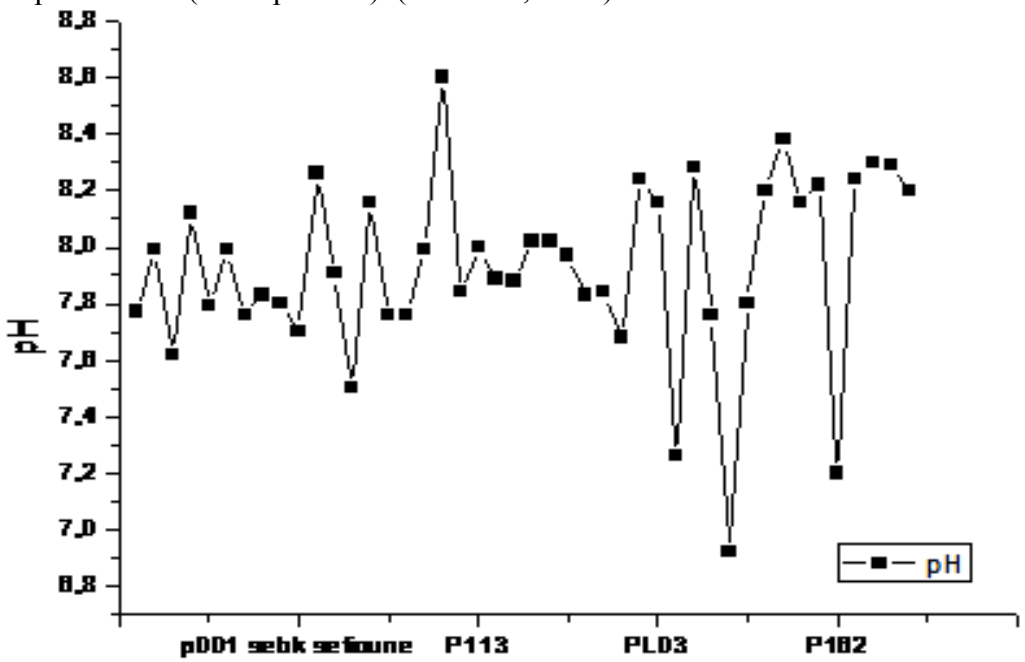


Fig.VII.20: évolution de pH de la nappe de surface (2015)

VII.3/1-2/Facies chimique des eaux:

La projection des résultats des analyses des échantillons d'eau sur le diagramme de Piper (fig. VII.21) montre une variabilité de faciès chimique des eaux. Ce sont des eaux essentiellement sulfatées pour la nappe phréatique, et sulfaté, sulfaté calcique et chlorurés sodique pour les nappe profondes (Fig. VII.21).

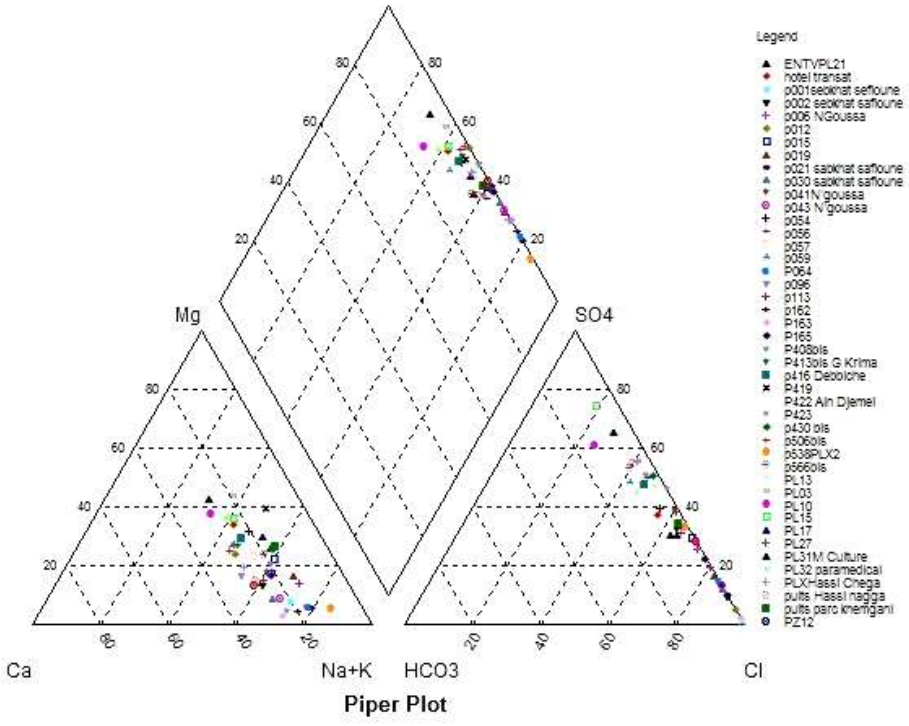


Fig.VII.21: les faciès des eaux de surface de la cuvette de Ouargla (Diagramme de piper) (2015)

L'analyse des teneurs en éléments majeurs montre que la minéralisation est régie par le magnésium et calcium pour les ions positifs (cations) et par les sulfates pour les ions négatifs (anions).

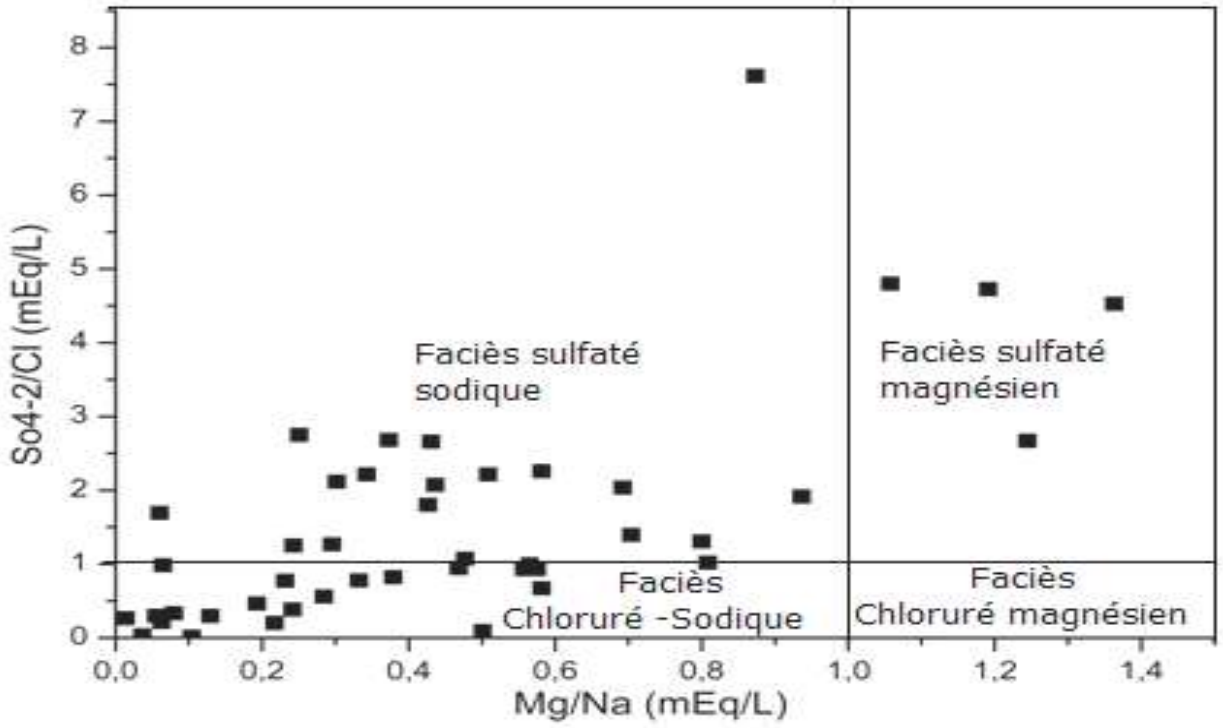


Fig. VII.22: Faciès géochimique des eaux (2015).

D'après la projection des différents points sur le diagramme (Mg^{2+}/ Na^{+} : SO_4^{-2} /Cl^{-}), nous donne une vue d'ensemble sur la répartition spatiale des faciès géochimiques au niveau de la nappe phréatique (Fig. VII.22).

La figure VII.22 montre que le faciès le plus dominant est chloruré sodique et d'un degré moindre le faciès sulfaté sodique ainsi que le faciès sulfaté magnésien.

VII.3/1-3/Relation entre les éléments chimiques majeurs et origine de la minéralisation :

L'étude des équilibres chimiques des eaux de la nappe phréatique du bassin de Ouargla et leur saturation vis-à-vis des minéraux sont fondées sur le calcul des activités ioniques.

La bonne corrélation entre les teneurs en ions Na^{+} et Cl^{-} sexplique par la dissolution de l'halite au cours du transit des eaux dans les formations aquifères (Fig. VII.23). Le rapport (Na/Cl) est proche de 1 indiquant que l'origine des ions sodium et chlorures est très probablement liée à la dissolution de l'halite.

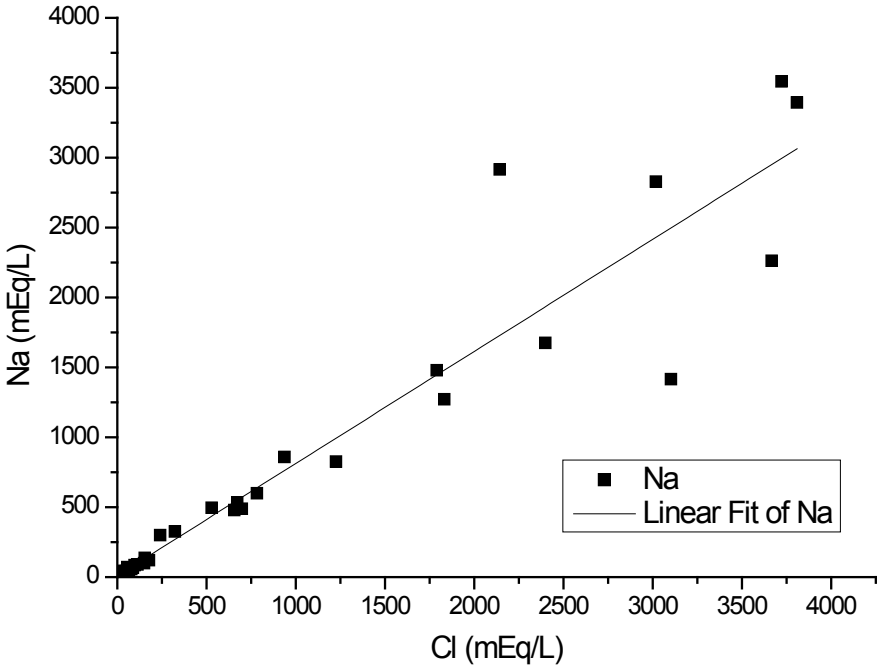


Fig. VII.23: Na fonction Cl de la nappe phréatique (2015)

Les fortes teneurs en calcium et en magnésium sont variables. Le rapport (Ca^{2+}/HCO_3^-) montre un excès de Ca^{2+}.

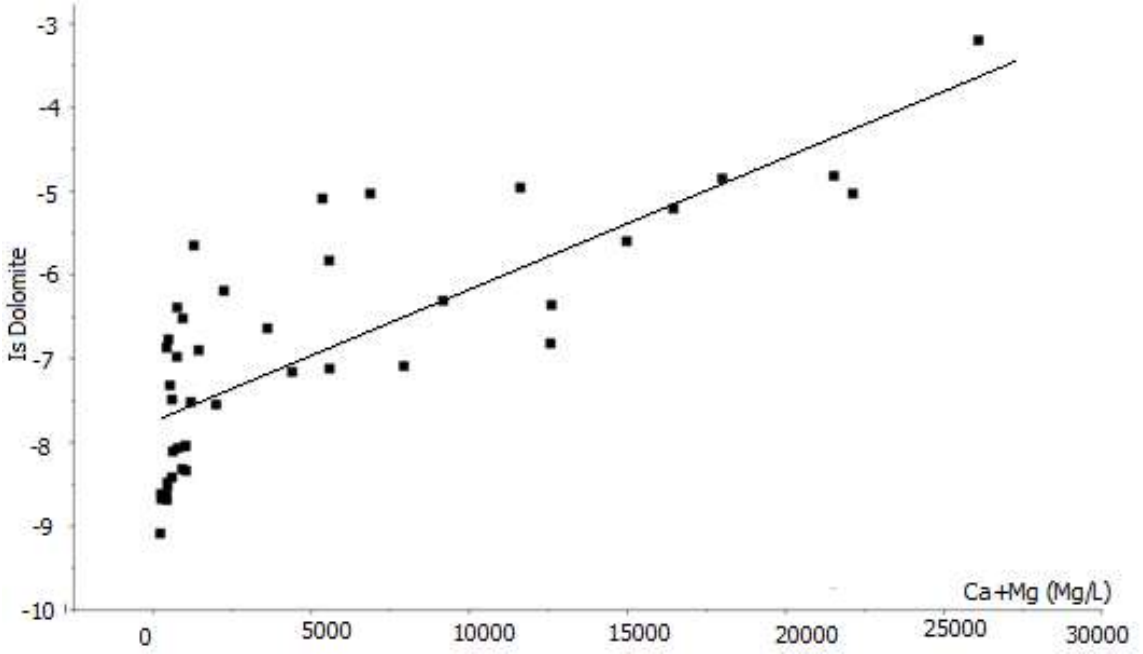


Fig. VII.24: Indice de saturation de dolomie en fonction des activités de (Ca+Mg) (2015)

Ainsi, le taux d'ions Ca^{2+} provenant de la dissolution du gypse est d'autant plus fort que ne peuvent être consommées la précipitation de la calcite et l'adsorption du calcium par les argiles. Les teneurs en sodium sont élevées, le diagramme de corrélation entre le calcium et le sodium (Fig. VII.24) montre deux origines possibles de ces deux éléments :

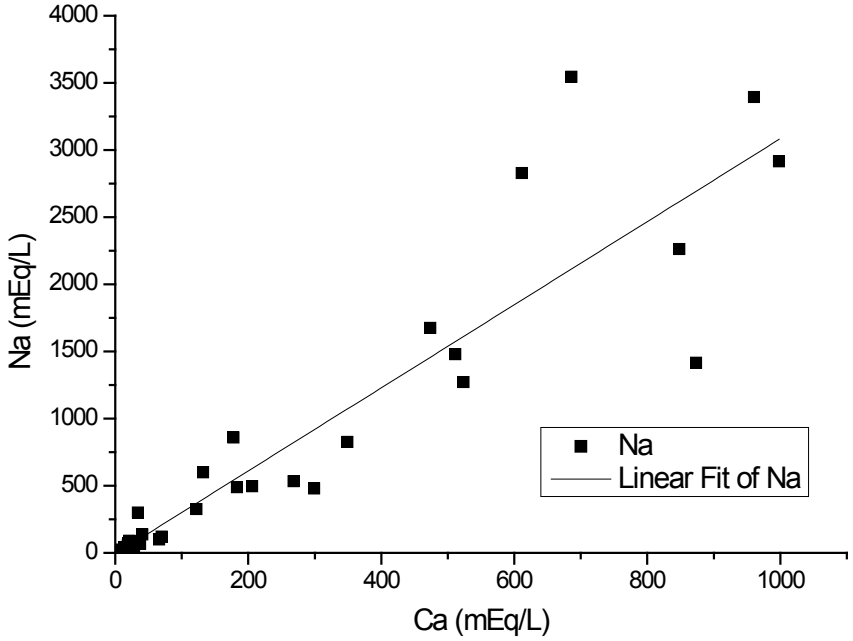


Fig. VII.25: corrélation entre les activités de Na et Ca (2015)

– les points situés au-dessous de la droite de pente 1 caractérisent les eaux présentant un excès en Ca^{2+} accompagné d'un déficit en Na^{+}, ce qui montre que le calcium provient de la dissolution du gypse et de la calcite;

– les points situés sur la droite de pente 1 correspondent aux points d'eaux prélevés dans les aquifères de la formation de la cuvette d'Ouargla.

La bonne corrélation de ces deux éléments est due à la dissolution des minéraux carbonatés constituant l'essentiel des formations aquifères.

L'analyse chimique des éléments majeurs montre une signature géochimique faciès géochimiques presque identique des aquifères profonde du Ouargla et de la nappe phréatique, ce qui confirme la communication entre les deux niveaux aquifères facilitée par le contact des deux réservoirs et l'absence de niveau étanche.

VII.3/1-4/Mise en évidence des échanges de base

L'indice d'échange de base (I.E.B.) nous permet d'apprécier l'ampleur des phénomènes d'échange de base des cations (alcalins et alcalino-terreux) entre certaines formations dites permutolites de la matrice aquifère (minéraux argileux, minéraux zéolitiques, hydroxyde de fer et substances organiques "humus") et l'eau de la nappe, Les indices de saturation (I.S.) permettent d'apprécier les phénomènes de dissolution et de précipitation des minéraux argileux présents dans l'eau de la nappe suivant que les valeurs des indices de saturation sont négatives ou positives, L'I.E.B. est donné par les formules suivantes:

- si r Cl^{-} > r (Na^{+} + K^{+}), dans ce cas l'eau de la nappe échange ces alcalins (Na^{+}, K^{+}) contre les alcalino-terreux (Ca^{2+}, Mg^{2+}) des permutolites, l'indice d'échange de base est positif et s'écrit:

$$I.E.B. = \frac{r\,Cl^{-} - r\,(Na^{+} + k^{+})}{r\,(SO_4^{2-} + HCO_3^{-} + NO_3^{-})}$$

- si r Cl^- < r (Na^+ + K^+), dans ce cas l'eau de la nappe échange ses alcalino-terreux (Ca^{2+}, Mg^{2+}) contre les alcalins (Na^+, K^+) des permutolites, l'indice d'échange de base est négatif et s'écrit:

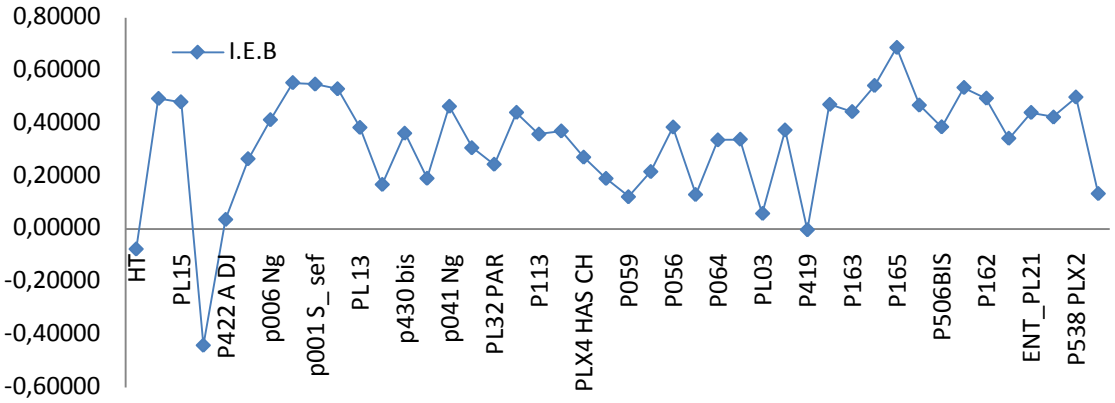


Fig. VII.26 les indices d'échange de base de l'eau de la nappe phréatique (2015)

L'indice d'échange de base (l'I.E.B) permet de mettre en évidence les modifications du chimisme de l'eau au cours de son trajet souterrain. D'après SCHOLLER, (1956) et DIB, 2010, l'I.E.B est le rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existants dans l'eau. Il est obtenu par la relation suivante: **l'I.E.B = [rCl – r (Na + K)]/ rCl**

- Si l'i.e.b. est négatif alors les ions Ca^{2+}et Mg^{2+}de l'eau sont échangés contre les ions K^+et Na^+des formations encaissantes.
- Si l'i.e.b. est positif alors les ions Na^+et K^+de l'eau sont remplacés par les ions Mg^{2+}et Ca^{2+}des formations encaissantes.
- Si l'i.e.b. = 0 alors il y a un équilibre entre les compositions chimiques de l'eau et celle du terrain encaissant.

D'après la courbe de I.E.B de l'eau de la nappe fréatique (Fig.VII.26) la majourité des échantillons présentent une I.E.B positive donc les ions Na^+et K^+de l'eau sont remplacés par les ions Mg^{2+}et Ca^{2+}des formations encaissantes.

VII.3/1-5.Indices de saturation :

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

Pour déterminer l'influence des éléments chimiques, nous avons utilisé l'outil thermodynamique par le calcul de l'indice de saturation. D'après la loi d'action de masse, pour une solution aqueuse en équilibre avec un minéral, le produit d'activité

ionique (IAP) du minéral est égal à la constante d'équilibre thermodynamique (KSP). Le degré de saturation d'une eau peut être représenté par la formule:

IS = Log (PAI/KSP) ou bien **Is = log (K) - log (PI)**

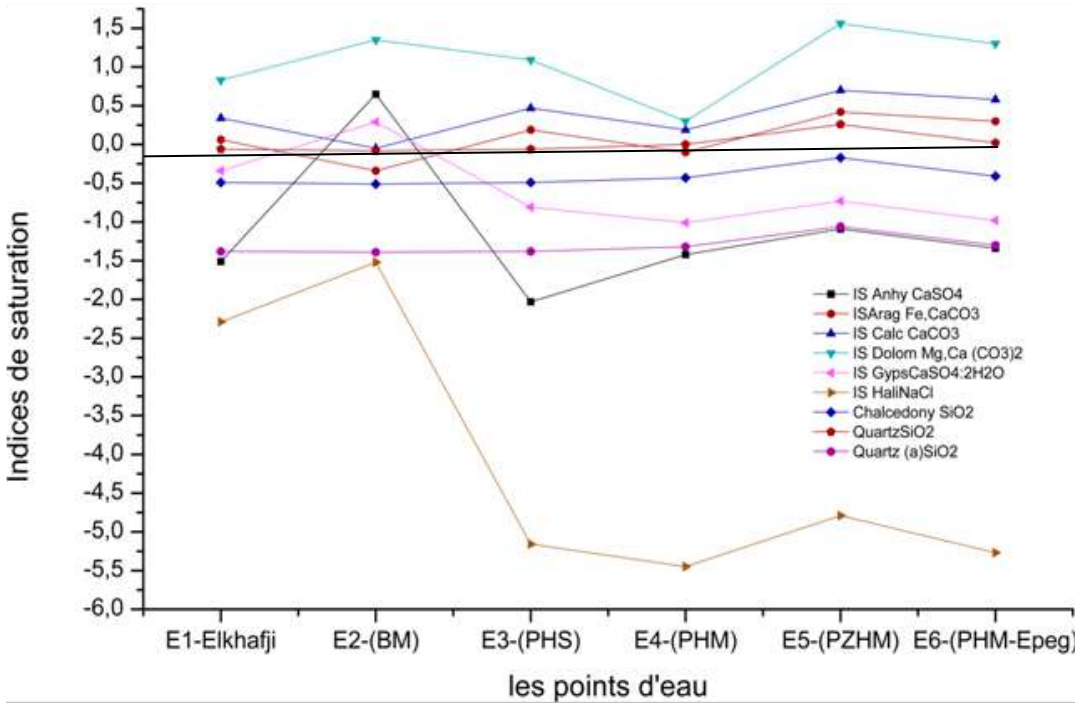


Fig.VII.27: les indices de saturation de l'eau de nappe phréatique (2017)

Cette constante K caractérise l'équilibre établi dans un système réversible qui cesse d'évoluer (pour une température donnée) et PI le produit ionique.

Trois cas son possibles :
Is < 0 signifie une sous-saturation d'une solution par rapport à un minéral;
Is = 0 indique un état de saturation;
Is > 0 démontre une sursaturation.

Dans notre étude, les indices de saturation par rapport aux minéraux (gypse, anhydrite, calcite, dolomite et aragonite) et les équilibres chimiques ont été calculés à l'aide du programme PhreeQC (PARKHURST et *al*., 1999).
La minéralisation des eaux est acquise en grande partie par l'échange ionique avec les roches encaissantes latéralement et verticalement. D'après la figure (VII.27) les échantillons analysés sont sur-saturées vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite et sous-saturées vis-à-vis du Halite et de l'anhydrite (Fig.VII.27).

Les relations entre la salinité et les teneurs en éléments majeurs montrent que la minéralisation est régie par sodium pour les cations et par les sulfates pour les anions. Ainsi, les faciès sulfaté de ces eaux pourrait être liéà la dissolution et/ou lessivage du gypse abondant dans le sol et les formations géologiques de la plaine de Ouargla.

VII.3/1-5.a/Variation de l'indice de saturation : les résultats obtenus après calcul sont dans la figure VII.27 montre que les indices de saturation sont positives ou nulles, indiquant un équilibre ou une sur-saturation vis-à-vis des minéraux suivants :

La calcite, la dolomite, l'aragonite, l'anhydrite, le gypse. La majorité des eaux de surface sont à l'équilibre ou sur-saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés à savoir : la calcite et la dolomite et aragonite (fig.VII.27) ; cette sur-saturation indique qu'une tendance à la précipitation de ces minéraux dans l'aquifère au Nord comme au Sud et à l'intérieur de la zone d'étude.

Les graphes de la figure VII.27, confirme cette tendance et montre que la calcite, l'aragonite, l'anhydrite et le gypse, réagissent en même temps, par contre l'halite, avec un IS faible.
Les indices de saturation des différents minéraux dans l'eau indiquent que seuls les minéraux carbonatés ont tendance à atteindre l'équilibre, par contre, les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous saturation, malgré les fortes concentrations qu'ils acquièrent. En effet, une éventuelle dissolution des ces minéraux peut contribuer à l'acquisition de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique.

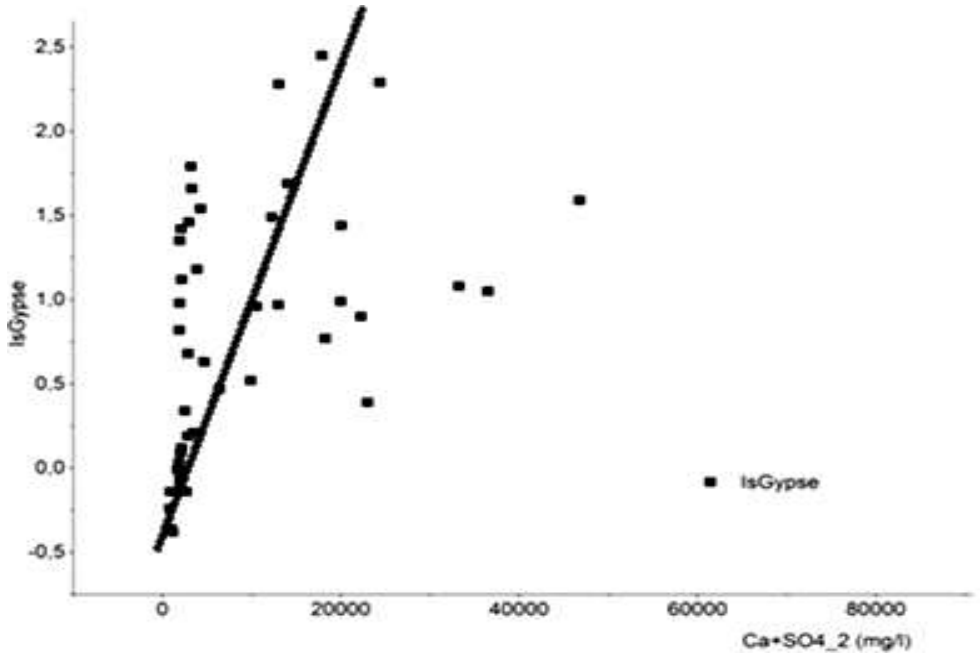


Fig. VII.28: Indice de saturation de gypse en fonction des activités de ($Ca+SO_4^{-2}$) (2015)

VII.3/1-5.d/Relation indice de saturation –éléments chimique :

Les sulfates présentent une corrélation moins significative avec le Gypse du fait que le sulfate ne provienne pas uniquement du Gypse mais également de l'Anhydrite, ce qui confirme l'origine évaporitique des sulfates par dissolution de l'Anhydrite et du Gypse.
De même, les chlorures et le sodium se corrèlent bien avec l'Halite, ce qui confirme l'origine commune des deux éléments par dissolution de l'Halite. La baisse des teneurs en Mg^{2+} est liée à l'existence d'une autre source de Mg^{2+}qu'est la dolomite (augmentation de l'indice de saturation).
Pour le calcium présente une excellente corrélation avec le Gypse, la Dolomite et la Calcite indiquant que l'origine de calcium est très probablement liée à la dissolutionde ces minéraux.

VII.3/1-6 Origine des principaux éléments majeurs

Les ions Na^+ et Cl^- dans les eaux de la nappe superficielle forte probablement proviennent de la dissolution de l'halite. Ceci est confirmé par la corrélation positive importante ($R > 0,9$) qui existe entre les deux ions pour tous les échantillons analysés.

Par ailleurs, les indices de saturation(IS) vis-à-vis de l'halite, pour l'ensemble des échantillons varient de –7,03 à –4,53 (Fig.VII.27), ce qui illustre une sous saturation des eaux vis-à-vis de ce minéral. Ceci confirme que, majoritairement, les ions Na^+ et Cl^- dissous dans les eaux de la nappe Quaternaire ont une origine commune qui serait la dissolution de l'halite.

La Fig.VII.18 et VII.19 montrent que les concentrations des principaux éléments qui participent à la minéralisation des eaux (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ et Cl^-) ainsi que la conductivité électrique croissent suivant la ligne principale d'écoulement (S-N).

L'effet de l'évaporation, notamment dans la partie Nord (faible profondeurs piézométriques), accentue la concentration de ces ions dans les eaux de la nappe. Les échanges cationiques mis en évidence la plus haut tendent à augmenter la concentration en ions à Est et au Nord de la cuvette.

VII.3/1-7 Mécanisme d'acquisition de la salinité des eaux de la nappe Quaternaire

De fortes corrélations existent entre les ions Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+}, Cl^-, K^+ et les variables qui caractérisent à la minéralisation des eaux, comme la conductivité électrique, l'activité ionique et l'indice de saturation. Ceci traduit la participation de ces ions à l'acquisition de la salinité des eaux de la nappe Quaternaire, ce que témoigne le regroupement de ces éléments avec la conductivité électrique (Fig.VII.18 et VII.19) (Adams et al. 2001). En revanche, les ions SO_4^{2-}et HCO_3^- sont faiblement corrélés avec la conductivité électrique ($R < 0,5$).

Des corrélations négatives sont observées entre le pH et la conductivité électrique, ainsi qu'entre le pH et les ions qui participent le plus à la minéralisation (Na^+, Ca^{2+}, Cl^-). Concomitamment, le pH se place en opposition avec la conductivité électrique et les éléments (Na^+, Ca^{2+}, Cl^-).

VII.3/1-8 Evolution chimique des eaux souterraines et interprétation hydrogéologique: Les résultats d'analyses des différents ions est très pratique, ils nous permettent de déterminer les différentes faciès chimique des eaux et de dégager les zonalités regroupant des constituants chimiques de la nappe phréatique (Fig. VII.29).

Au sein de cette même nappe, l'eau peut en effet subir les effets de plusieurs changements (réduction des sulfates, dissolutions, échange de base.... etc..), capable de modifier partiellement et par fois totalement l'aspect géochimique de l'eau. Cependant la mise en solution est clairement l'un des phénomènes les plus importants de la chimie des eaux souterraines et se manifester par l'attaque des matériaux lithologique de l'encaissant géologique par les circulations eaux de la nappe.

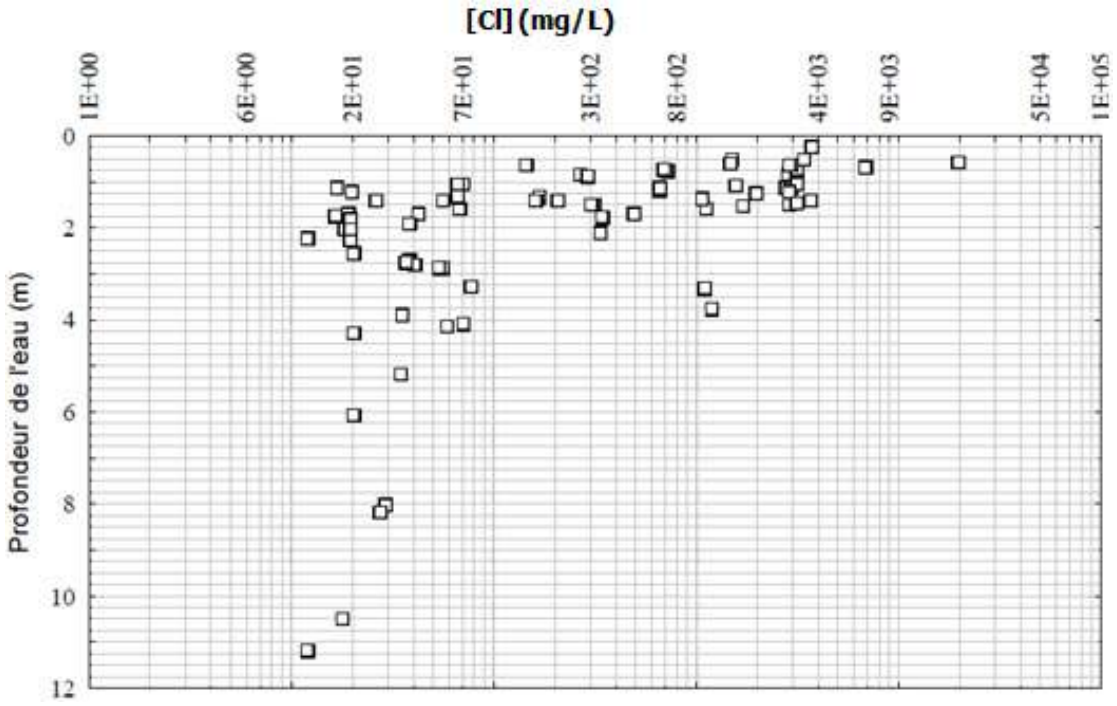


Fig. VII.29: Profondeur de l'eau de la nappe en fonction de l'anion traceur Cl^- (Nezli.IE. (2009).

En présence de conditions climatiques très sévères la nappe phréatique est très exposée au phénomène d'évaporation. L'eau minéralisée remonte jusqu'aux couches superficielles par capillarité et dépose ces sels dans ces couches en s'évaporant.
Les facteurs climatiques constituent, les principaux facteurs générateurs d'une salinité excessive ; la conductivité électrique présente de variations notables, dans les eaux de la nappe Elle dépasse les 500 000 $\mu S.cm^{-1}$ dans la plus part des zones, voire plus de 800 000 $\mu S.cm^{-1}$ dans les chotts et les sebkhas (Nezli.IE. (2009)) (Fig.VII.29).

Les mesures de l'évaporation des eaux de la nappe phréatique effectuées aux niveaux des lysimètres ont montré que cette évaporation est maximale et est égale à l'évaporation potentielle quand le niveau de la nappe est situé entre 0 et 60 cm. L'évaporation est minimale et non significative au delà d'une profondeur de 1,7 m (Myriam Marie EL FERGOUGUI et al (2016)). L'acquisition et l'évolution de la charge saline de l'eau de surface s'achevé au cours de deux trajectoire effectuées par des eaux d'origine (CI),à savoir une trajectoire d'ascension verticale depuis les nappe profonde et une autre trajectoire de circulation latérale en fonction de la topographie et la configuration structurale et géologiques de la région.

VII.4/ Interaction des eaux profondes et eaux de surfaces (la mise en évidence des zones de mélange des eaux dans notre région d'étude).

Dans plusieurs cas dans le monde comparable à notre région d'étude les eaux de la nappe de surface prendraient leurs origine des aquifère profonde à travers des factures et failles géologiques (Libye, Tunisie) (Fig. VII-30 et VII-30).

Dans la zone d'exsurgence du golfe de Gabès, en Tunisie, les teneurs en isotopes lourds confirment l'alimentation de la nappe du Complexe terminal par drainance des eaux du Continental intercalaire à travers le système de failles d'El-Hamma. Les eaux s'écoulent ensuite vers l'Est en se mêlant â des apports locaux. La nappe captive du Miocène marin de Zarzis-Djerba dans le golfe de Gabès est exempte de toute contribution du Continental intercalaire (Gonfiantini et al., 1974) (Fig VII-31).

D'après Gonfiantini et al. 1974 la nappe du Continental intercalaire alimente la nappe artésienne de la zone côtière du golfe de Gabès contenue dans les niveaux sénoniens et Mio-Pliocènes à travers le système de failles de El-Hamma et de Médenine (figVII-18), cette drainance est clairement suggérée par la différence des niveaux piézométriques des deux nappes et la nature lithologique des terrains.

Elle se trouve confirmée par les teneurs en isotopes stables dans ce secteur, l'eau du complexe terminal a la même composition isotopique que celle du Continental intercalaire sous-jacent.

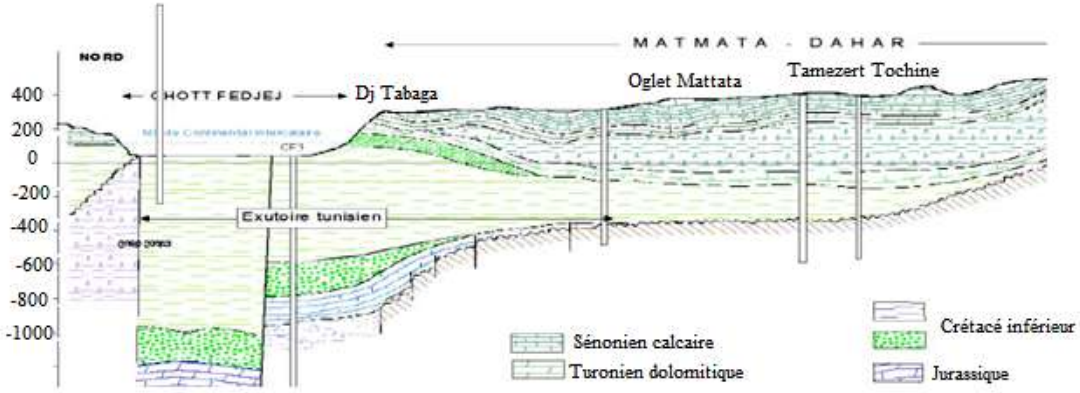


Fig. VII-30: Schéma de l'exutoire tunisien (SASS-OSS hydrogéologie volume II. juin 2003).

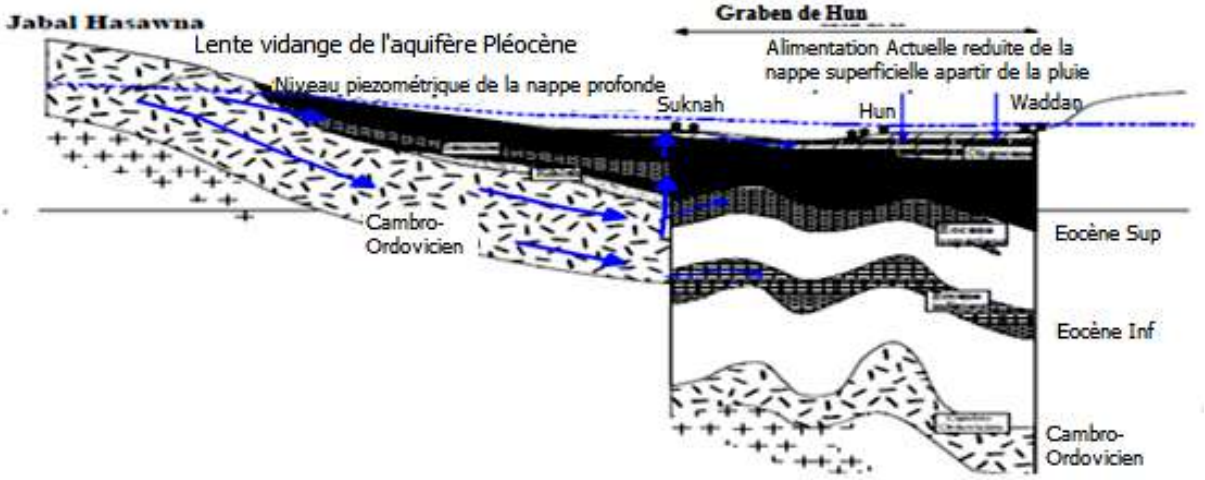


Fig. VII-31: Graben de Hun dans la zone de Al Jufrah, d'après Vol. Hydrogéologie, (Rapp. Final SASS-OSS, 2002).

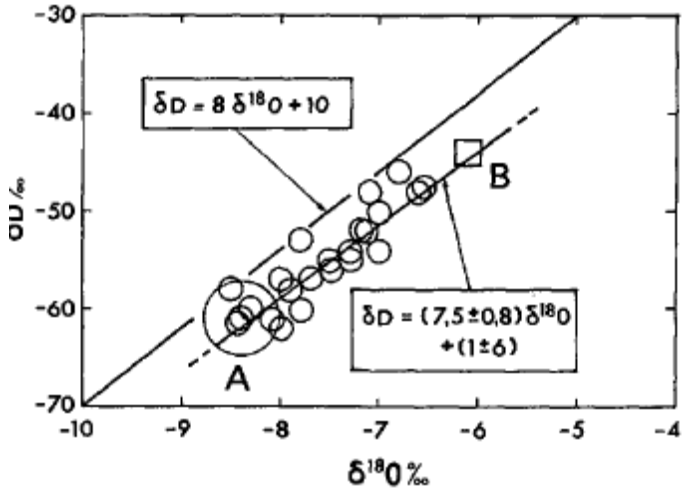


Fig. VII-32 : Droite de mélange entre les eaux du Continental intercalaire et la recharge régionale dans la nappe du Complexe terminal de la région de Gabès. *A = valeur moyenne dans l'aire orientale du Continental intercalaire. B = valeur moyenne de la nappe de Zarzis-Djerba (Gonfiantini et al., 1974).*

VII.4.1/ Relations entre les différents aquifères dans la cuvette de Ouargla

En se basant sur les arguments géochimiques, chimiques, géologiques, géophysiques (Fig.VII.32, VII.34 et VII.37) et hydrodynamiques, il est possible de présenter un schéma des relations entre les diverses nappes présentes dans la zone d'étude. Plusieurs critères permettent d'affirmer que l'aquifère de surface serait en contact directe avec les nappes profondes par le relais d'un réseau de failles à savoir: des critères géologiques, géophysiques et géochimiques (isotopiques).

En revanche, les eaux des nappes profondes (CI et CT) se connecteraient à celle de la nappe phréatique dans plusieurs localités, les plus évidents sont les régions de Hassi Miloud et de Bour ElHaicha située au centre et Nord de la zone d'étude et définie grossièrement par un couloire Nord -Sud relaient Bour ElHaicha à Sebkhat Safioune.

Des effets de mélange d'eau seraient repérables dans les localités de Hassi Miloud et Bour Elhaicha. Les flux des eaux riche en silice en provenance des nappes profondes seraient l'un des principales causes de formation des blocs de silex repérés à Hassi Miloud (Photo: VII.1 et VII.2)**.** L'apport des eaux dans la localité de Bour ElHaicha serait la cause principale de dilution des eaux dans cet endroit et par conséquence la présence d'une anomalie de faible conductivité électrique et forte résistivité et la localisation d'un dôme de partage des eaux dans ce même endroit (fig. IV.4 et IV.10).

VII.4.1.1/Les arguments géomorphologiques, géologiques et géophysique:

Il est très évident que le site de Ouargla est situé au droit des grands accidents méridiens du Hoggar (4°50, la faille d'Amguid et l'accident 8°30 et/ou le 7°30) dont le prolongement septentrional pourrait jouer le rôle de drain vertical.

La carte linéamentaire réalisée par l'analyse et le traitement de l'image satellite ETM+de LandSta8 à permis d'identifier plusieurs familles de linéaments les plus importantes orientées NNE-SSW, N-S et E-W (Fig.III.5 et III.5**)**.

Les observations géologiques et géomorphologiques sur le terrain confirment l'interprétation obtenue à l'aide de l'image satellitaire (Fig.III.14). En combinant l'interprétation des images satellitaires avec les observations géomorphologiques, les cartes géologiques et l'investigation géophysique, nous avons établi des coupes morpho-géologique et localisé les failles indiquées antérieurement par autres auteurs comme J. Faber., (1925) et Busson (1956-1967) (Fig. III.16 et III.19) et des linéaments à travers la région d'étude qui peuvent représentées des segments de failles (Fig.III.5).

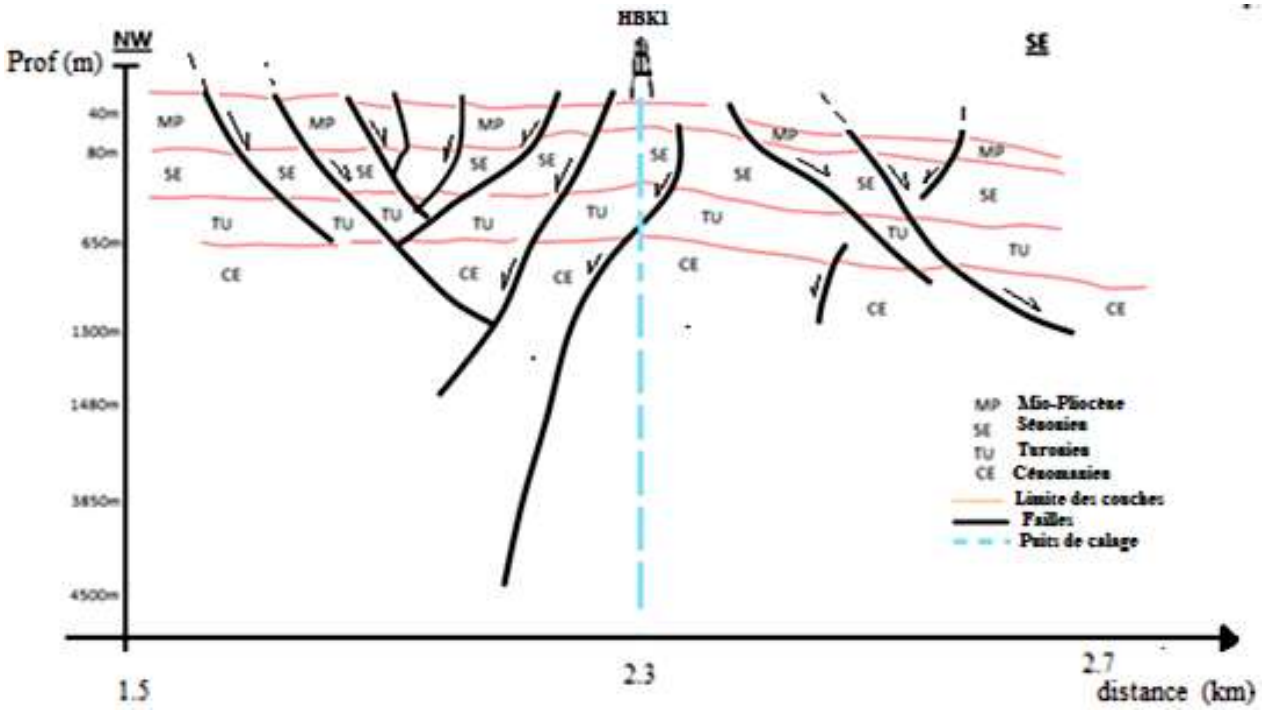


Fig. VII-32: Coupe sismique avec les limites des couches géologiques, au Sud de la région d'étude.

L'implication hydrogéologique de la dorsale d'Amguid, dans la communication entre les nappes du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal, est très probable et parmi les hypothèses les plus posée et qui doit être vérifié par des études géophysiques approfondies. Il est présumé, dans les études antérieures, que les failles à jeu vertical affectant, dans cette zone les séries secondaires et tertiaires, sont à l'origine de drainance dont plusieurs endroits (la cuvette de Ouargla) (Fig. VII-32).

Les cartes iso-résistivités et les coupes géolélectriques et géologiques établis sur la base de l'étude géophysique réalisée à l'échelle de Ouargla par l'ENAGEO (1990) (Fig. IV.4., IV.5 et IV.6...) montrent existence de plusieurs discontinuités électriques et une hétérogénéité lithologique latérale très remarquable qui peuvent être due à des discontinuités et failles géologiques et des fractures. Cela peux se traduit par la présence deux zones distinctes séparées par une ligne de partage des eaux au niveau Bor El-Haïcha (Fig. IV.7 et Fig. IV.8) un écoulement principal vers le Nord (Sebkhet Sefioune) et des écoulements secondaires vers les Sebkhas d'autour de Ouargla.

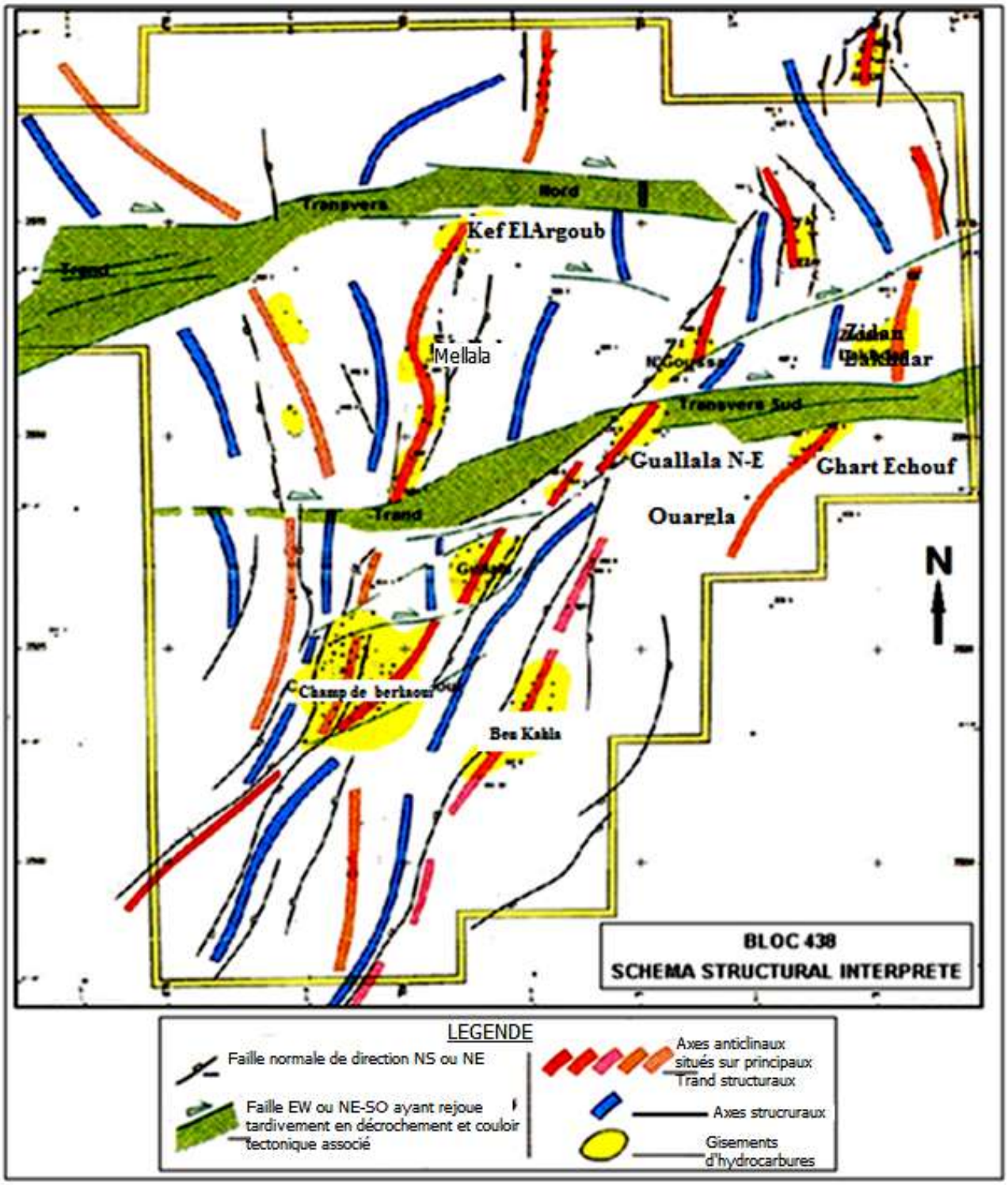


Fig. VII-33:Schema structural interprete du bloc 438 (Boudjamaa., 1987).

VII.4.1.1.a/La Faille d'Amguid

Les failles de la dorsale d'Amguid s'apparentent à un réseau orienté Nord-Sud qui traverse le massif précambrien du Hoggar et se prolonge vers le Nord en affectant la couverture sédimentaire primaire et secondaire (Fig. II.32). Les sédiments tertiaires et quaternaires masquent la continuité, vers le Nord, de ce réseau de failles qui semblent se prolonger en profondeur jusqu'à la fosse sud-atlasique (Fig. II.35).

Le jeu vertical de ces failles se fait sentir dans les séries supérieures du Crétacé et affecte même l'épaisseur des calcaires sénoniens (Fig. VII-33 et VII-34). Ce sont donc d'anciens accidents tectoniques régionaux qui ont continué à rejouer jusqu'aux époques récentes. Leur activité tardive est attestée par la subsidence qui a accompagné la sédimentation Plio-Quaternaire dans la gouttière Oued Maya-Oued Rhir. Ces accidents jouent probablement un rôle dans les écoulements souterrains, en facilitant les échanges verticaux entre le Continental intercalaire et les formations du Crétacé supérieur. L'épaisseur du Crétacé inférieur semble être affectée par le jeu de ces failles, particulièrement la partie détritique des séries. L'implication hydrogéologique de la dorsale d'Amguid, dans la communication entre les nappes du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal, est très probable et parmi les hypothèses les plus posée et qui doit être vérifié par des études géophysiques approfondies. Il est présumé, dans les études antérieures, que les failles à jeu vertical affectant, dans cette zone les séries secondaires et tertiaires, sont à l'origine de drainance dont plusieurs endroits (la cuvette de Ouargla) (Fig.VII.34 et VII.35).

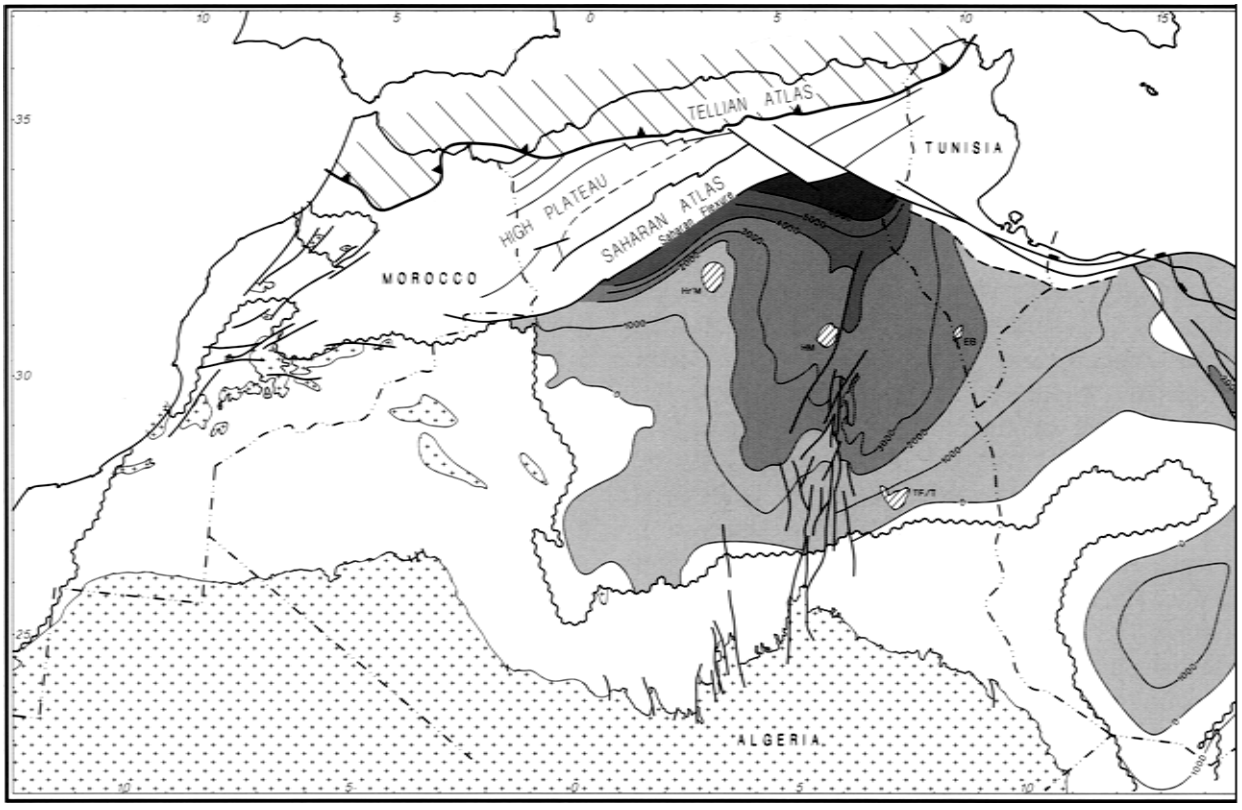


Fig. VII-34. Structure généralisée de la discordance Hercynienne, mettant en évidence les bassins triasiques et mésozoïques et le réseau de failles d'Amguid (D. BOOTE & al., 1998).

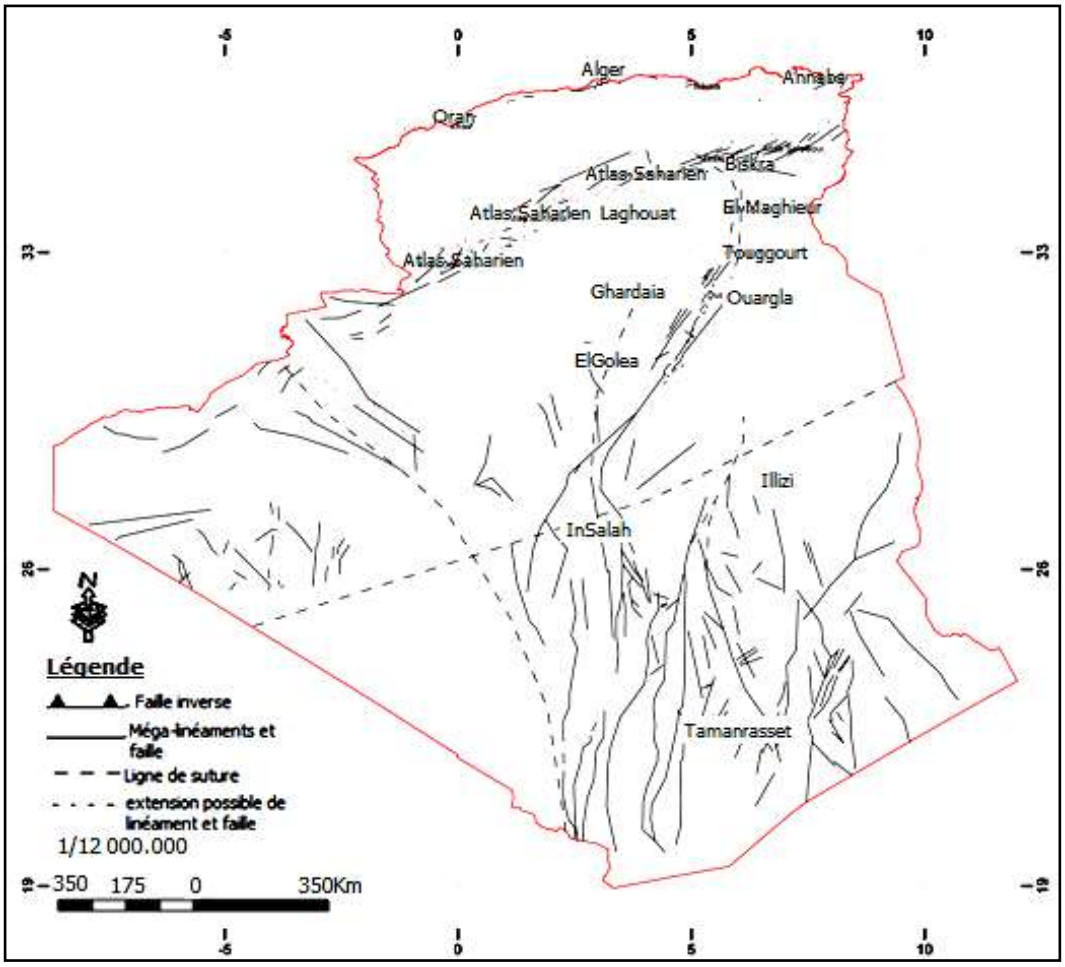


Fig. VII-35: carte des linéaments et failles majeurs de la plateforme saharienne.

VII.4.1.2/Les arguments géochimiques et isotopiques

Les valeurs de la silice ont été reliées à Cl, Na, Ca et K (Figure). Sur le graphique (Cl, Na, Ca, K) = f(SiO_2), les échantillons se regroupent dans trois pôles des eaux très distingués en fonction de leur teneur en SiO_2 (Fig. VII-36).

Le pôle A: défini par des valeurs plus élevées de SiO_2: 11.5–13.6 mg / l et des valeurs des éléments majeurs (Cl, Na, Ca, K) relativement faibles. Ces échantillons peuvent être qualifiées d'eaux souterraines ayant acquise leurs valeurs de silice par interaction avec la phase solide à des températures élevées. Ce sont des échantillons qui appartiennent à la nappe de CI (Continentale intercalaire).

Le pôle B:ces échantillons montrent des valeurs moyennes de SiO_2: 5.5-6.7 mg / l et des valeurs des éléments majeurs (Cl, Na, Ca, K) faibles. Ces échantillons peuvent être qualifiées d'eaux souterraines ayant acquise leurs silice par interaction roche-eau des températures relativement basses. Ce sont des échantillons qui appartiennent à la nappe de CT (Complexe terminal).

Le pôle C:ces échantillons montrent des valeurs faibles de SiO_2: 3.5-4.5 mg / l et des valeurs des éléments majeurs (Cl, Na, Ca, K) très élevées. Ce sont des échantillons fortement minéralisées (très enrichis en Cl et Na) probablement en raison de l'afflux

de pollution et très influencées par les agents atmosphérique et climatique. Ces échantillons appartiennent à la nappe phréatique (Fig. VII-36).

La présence de cet élément dans la matrice de composition chimique des eaux de surface en forte concentration indique une altération à haute température et une grande profondeur de leur réservoir originel.

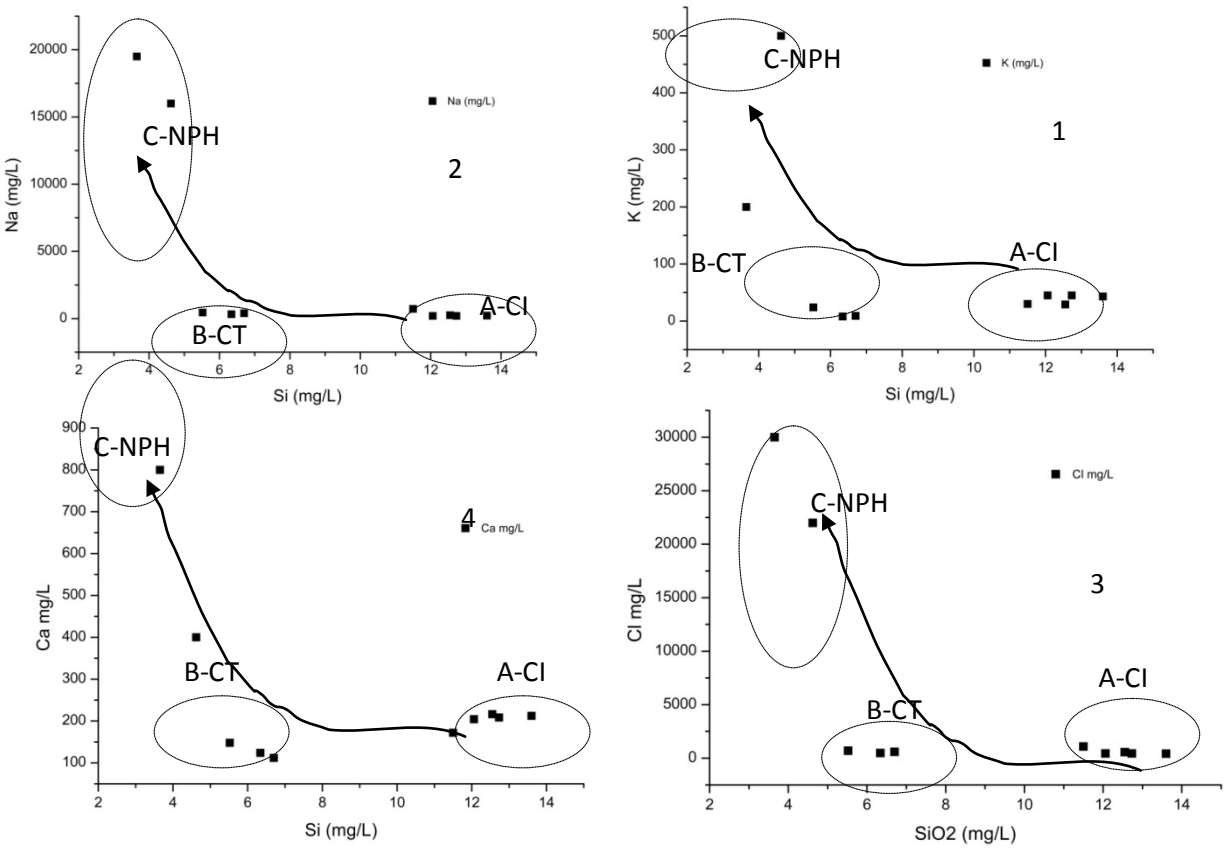


Fig. VII-36: corrélation entre les éléments majeurs Cl, Na, K et Ca) et le dioxyde de silice (SiO2)

Une étude isotopique sur les eaux du "CI", du "CT" et de la nappe phréatique a été réalisée par le Centre de Développement des Techniques Nucléaires "CDTN". Les résultats de cette étude vient de confirmer les résultats des études antérieurs (UNESCO, 1972, Gonfiantini et al., 1974 et Guendouz, 1985), que l'eau de la nappe phréatique est en communication hydraulique avec les eaux du "CI" et du "CT" par l'intermédiaire d'un système de réseau de failles verticales et que les eaux de (CI et CT) sont des eaux anciennes et plus au moins homogènes, alors que les eaux de la nappe phréatique montrent de grandes variations, dans les chotts et sebkhas, elles présentent des caractéristiques évaporées, dans les autres points elles présentent un mélange d'eaux profondes, d'une fraction d'eaux évaporées et d'eaux récentes provenant des précipitations. Cela est les conséquences de l'infiltration des eaux de pluies récentes et l'ascension des eaux anciennes provenant du "CI" et du "CT".

En plus de nos analyses réalisées dans le laboratoire de radio-isotopies et environnement- Département de géologie /Ecole des ingénieurs -Sfax, Tunisie et en France dans le laboratoire Lama de Montpelier (Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau- LAMA. Univ. Montpellier 2- France), nous réutilisant les données de l'étude isotopique et hydrochimique effectuée par Le Centre de

Développement des Techniques Nucléaires "CDTN" en 1992 portant sur les relations entre les eaux du "CI", du "CT" et de la nappe phréatique (Fig.VII.37..).
Le COMENA (Le commissariat à l'énergie atomique) a effectué deux campagnes d'échantillonnages, la première en Novembre 1991 et la deuxième en Mai 1992, l'étude a permis de définir l'âge et l'origine des eaux, les relations entre les différentes nappes, et les caractéristiques physico-chimiques des eaux (fig. VII.37.et fig. VII.39).

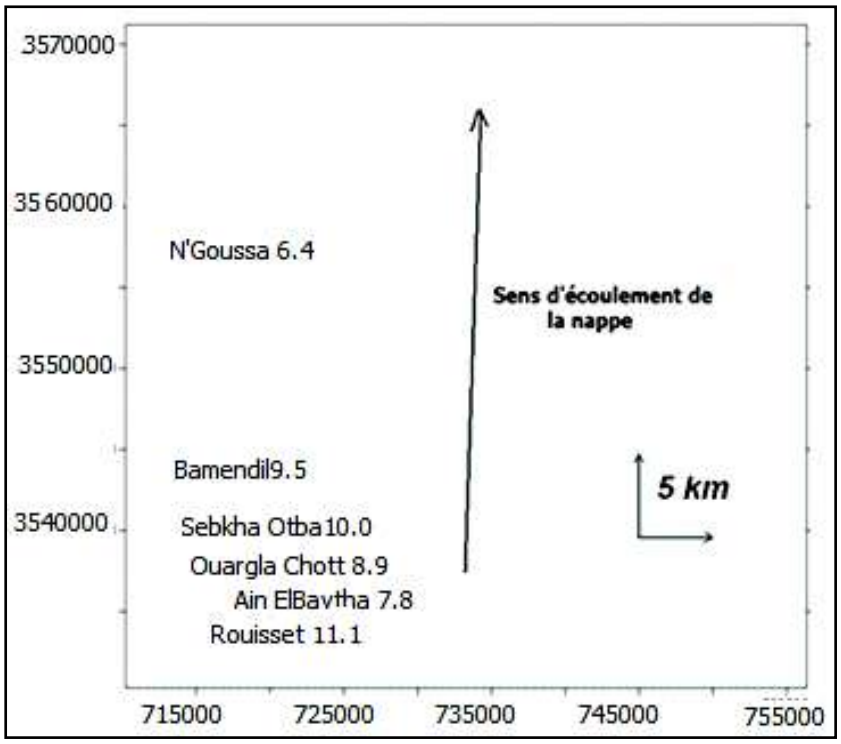


Fig. VII-37: Age et sens d'écoulement des eaux de la nappe phréatique (CDTN" 1992)

Isotopiquement, les eaux de CI ont des teneurs 18O et 2H homogènes mais faible ce qui reflète sa caractéristique non-évaporée. De plus, le rapport entre 18O et les âges 14C confirme les caractéristiques paléoclimatique de recharge qui s'est produite pendant les périodes humides du Pléistocène tardif (20-40Ka) (GUENDOUZ,A & al., (1998)).

La représentation de ces données sur des diagrammes semi-log (VII.38), respectivement les teneurs en chlorures en fonction de la composition isotopique en oxgène18 (O_{18} : isotope stable) et les teneurs en chlorures en fonction de la composition isotopique en tritium (H_3 : isotope radioactif) des différentes nappes, a permis de différencier trois masses d'eau :
Masses 1 : regroupant leseaux de nappes de CI (Albien) et CT (Sénonien, et Mio-Pliocène) avec des teneurs en $\delta^{18}O$/SMOW18 entre -7..88 et -8.02 ‰ VS SMOW, alors que les eaux du Sénonien, et du Mio-Pliocène, montrent également de teneurs proches de ceux de l'albien, les valeurs varient entre -7.85, et -8.32 ‰ VS SMOW (fig.VII.38). Ces eaux deux nappes montrent des teneurs en tritium très basses (Fig.VII.39) ce qui renseigne sur le caractère homogène et ancien de ces eaux. Dans ce pôle nous distinguent également des échantillons d'eau de la nappe phréatique.

Masses 2 : représenté par les eaux de la nappe phréatique, très évaporées à de teneurs en oxygène 18 très enrichies : 3.12, 3.33, et 3.42 ‰ VS SMOW, et des teneurs

élevées en tritium comprises entre 5.7 et 8.8 UT à causes de la recharge de la nappe par les pluies récentes.

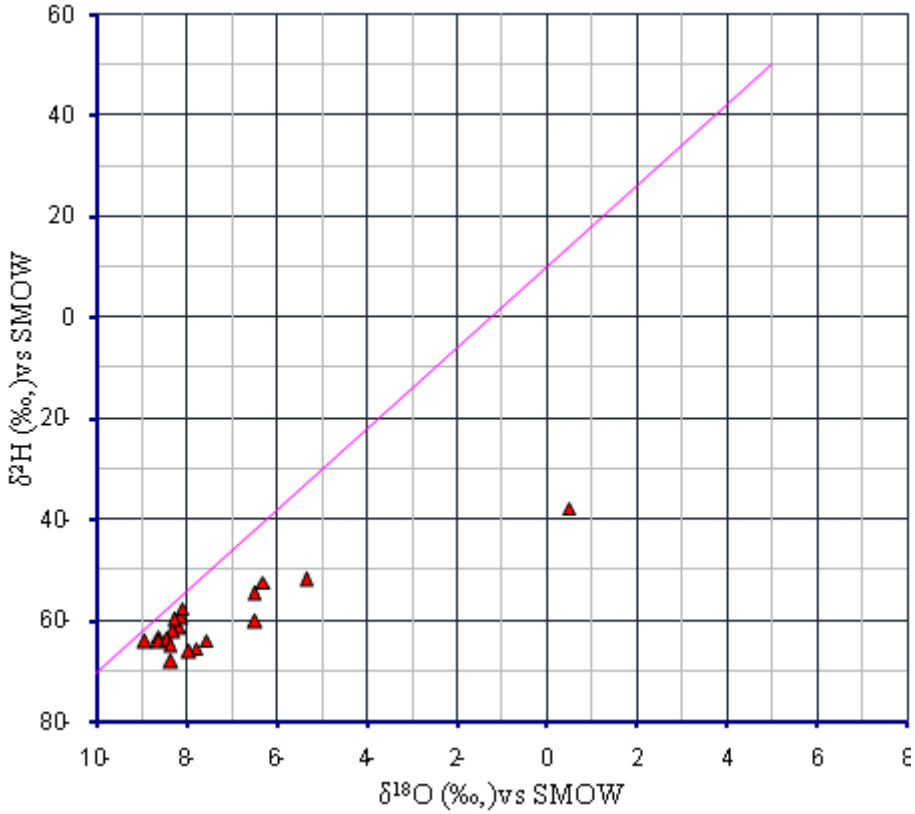


Fig. VII-38: La relation Tritium-oxygène18 dans les eaux de la nappe phréatique dans cuvette de Ouargla (2017-2018).

Masses3 : représente les **e**aux de nappe phréatique, des eaux très évaporées et de teneurs en oxygène 18 et en tritium identiques à celles de la nappe profonde du CI.

La projection spatiale de ces résultats dévoilent plusieurs zones de mélange entre les trois nappes où ce produit une alimentions de la phréatique par le CI et le CT à la faveur d'un système de failles verticales. La position spatiale d'échantillons analysés coïncident avec les linéaments et failles déterminées par les outils d'analyse spatiale, géologiques et géophysiques dans les chapitres précédents (Ch. II et III).

Cette communication hydraulique a été mise en évidence dans les zones suivantes

- Bour El Haïcha (PZ 59);
- l'axe N'Gossa -Sebkhat Safioune en passant par Hassi Miloud (PZ Hassi Miloud);
- L'axe de global de l'Oued Mya.

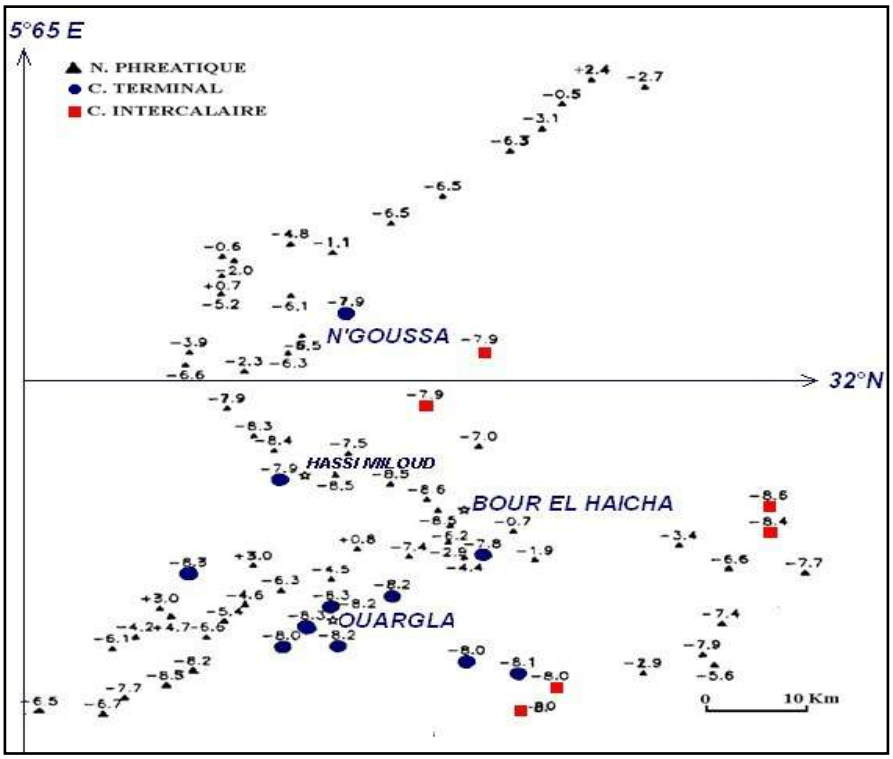


Fig.VII.39: projection spatiale des teneurs en ^{18}O de la nappe phréatique, CI et CT (Guendouz & al., 1996)

Conclusion

Une analyse logique des caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogiques de la nappe superficielle montre que ces caractéristiques ne sont que des expressions directes et indirectes de la configuration structurale, la composition lithologique et l'aspect topographique du support de la nappe superficielle. En effet pour une bonne compréhension et la modélisation des mécanismes contrôlant les conséquences des interactions mutuelles roche-eaux il faut intégrer ces phénomènes dans leur contexte géologique global (structural, lithologique et géomorphologique).

Inversement à l'acquisition du chimisme de l'eau par le contact avec la roche un autre phénomène qui se produits est celui de la formation, l'altération et interaction entre les eaux du continental intercalaire (CI) chargées en silice et les formations carbonatées de surface et de subsurface donnant ainsi naissance aux roche de silex de différentes tailles (blocs et grains de silex) et des formations de remplissage (évaporites) des sous-bassins Quaternaires dans la cuvette de Ouargla.

En effet et se basant sur les argumentes ci-cités plusieurs zones de mélange peuvent être définie dans notre région d'étude la zone de Bour-Elhaicha, celui de Hassi Débich et de Hassi Miloud.

Enfin nous préconisons de mobiliser d'autres études plus détaillées sur la possibilité de repérer d'autres zones d'émergence des eaux des aquifères profonds (CI et CT) et donc des zone de mélange en employons des outils plus précises et plus appropriés

ADAMS, S., et al., C., 2001. Hydrochemical characteristics of aquifers near Sutherland in the Western Karoo, South Africa. Journal of Hydrology, 241, 91–103.

ANDRE-BERNARD, DELMAS JOSE-ENRIQUE ET GARCIA-HERNANDEZ GEORGES PEDRO., 1982 dictionnaire de geologie. 6ème édition (Guides géologiques régionaux)12 Mai 2005 Editions Dunod Paris

G.BUSSON., (1956-1967). Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : L'Extrême Sud-tunisien. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides », Géol., 8, 194 p. Ed. C.N.R.S.

CIDU, R., BIDDAU, R. & FANFANI, L., 2009. Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy). Journal of Geochemical Exploration, 100: 125–132.

DIB, I., 2010. L'impact de l'activité agricole et urbaine sur la qualité des eaux souterraines de la plaine de Gadaine - Ain yaghout (Est algérien). Université Hadj Lakhdar Batna, Faculté des sciences de l'ingenieur, Algérie, 127 p.

Discussion sur les conditions et les mécanismes de formation du quartz à 25 °C en milieu ouvert. Analyse réactionnelle par voie cinétique. Sciences Géologiques, bulletins et mémoires Année 1982 35-1-2 pp. 81-91

FELDER, P. J., 1988. Lithologic and bioclastic aspects of the Maastrichtian type area between Maastricht (The Netherlands) and Halembaye (Belgium). In: Streel, M. & Bless, J. M. (eds), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine. Selected papers on UpperCretaceous deposits. Natuurhistorisch Museum, Maastricht and Université de Liège, Liège, 41-55.

FREEZE, R.A., AND CHERRY, J.A., 1979, Groundwater: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 604 p.

GARRELS RM, MACKENZIE FT (1967) Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In: Stumm W (ed) Equilibrium Concepts in Natural Water Systems. Advances in Chemistry 67: 222-242.

GIBERT E., 1989.- Géochimie et paléohydrologie des bassins lacustres du Nord-Ouest saharien. Programme Palhydraf, site2. Thèse de doctorat, Université Paris XI, Orsay, 210 p.

Gibert, E., 1990 Retour des conditions humides au Tardiglaciaire au Sahara septentrional (sebkha Mellala, Algerie) .Bulletin de la Societe Geologique de FranceVI (3):497-504 · May 1990

GUENDOUZ. A. (1985). Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, France.
GUENDOUZ. A., REGHIS. Z., et MOULLA.A.S. (1992). Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines de la cuvette de Ouargla. Rapport N° 1, 65p, Rapport N°2, 30p.

HEM JD (1959) Study and interpretation of chemical characteristics of natural water. U.S.Geological Survey Water Supply paper 1473, 363 pp.

J., FABER., (1925),, Géologie du Sahara occidental et central.,tervurenafricangeoscience collection vol. 108. Musée royal de l'Afrique centrale – Belgique 2005.

JOHN D. HEM., 1970, Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water Second Edition. GEOLOGICAL SURVEY WATER-SUPPLY; A review of chemical, geologic, and hydrologic principles and processes that control the composition of natural water, with methods for studying and interpreting chemical analyses.

KHAN MMA, Umar R (2010) Significance of silica analysis in groundwater in parts of CentralGanga Plain, Uttar Pradesh, India. Curr Sci 98(9):1237–1240.

MCGRAW-HILL, 2003., Handbook of Inorganic Chemical Compounds*, New York,*

MILLOT G, RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M. ET WEY R. (1959) — Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 12, p. 3 -15.

MOREY, G. W., FOURNIER, R. O., AND ROWE, J. J., 1962, The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°C: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, p. 1029-1044.

MOULLA A.S et al (2002) : Contribution des isotopes à l'étude des ressources en eaux souterraines transfrontalières en Algérie. Atelier international sur la gestion partagée des ressources des systèmes aquifères en Afrique. PHI, UNESCO, Tripoli, Libye, 02-04 juin 2002.

MYRIAM MARIE EL FERGOUGUI, Djamel BOUTOUTAOU & et Noureddine MEZA (2016): Etude de l'évaporation de la nappe phréatique des zones arides: cas de Ouargla (Algérie), Hydrological Sciences Journal, DOI: 10.1080/02626667.2016.1257855.

NEZLI, IE., 2009 Approche hydrogéochimique à l'étudedes aquifères de la basse vallée del'Oued M'ya (Ouargla). Thèse de Doctorat. Univ. Kasdi Merbah-Ouargla, 148p.

ORIGIN PRO 2017. (2008-2017). OriginLab, data analysis and graphing software. www. OriginLab.com

PARKHURST, D.L. & APPELO, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2): a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. USGeol Surv Water Resour Invest. Rep 99–4259.

PARRON C., NAHON D., FRITZ B., PAQUET H. ET MILLOT G. (1976) — Désilicification et qualification par altération des grès albiens du Gard. Modèles géochimiques de la genèse des dalles quartzitiques et silcrètes. Sei. Géol., Bull., 29, p. 273 -284.

PAUL FERNANDES., 2012, Itinéraires et transformations du silex : une pétroarchéologie refondée, application au Paléolithique moyen.

PHREEQC version 3-A computer program for speciation, batch- reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p., available only at http://pubs.usgs.gov/tm/06/a43.

PIERPAOLO ZUDDAS Water–Rock Interaction Processes Seen through Thermodynamics. ELEMENTS, VOL. 6, PP. 305–308-OC TOBER 2010.

FRANÇOIS MICHEL., 2005, Roches et paysages reflets de l'histoire de la terre. *Ed. BRGM-Belin*. 255 P.

SCHOLLER, H., 1956. Géochimie des eaux souterraines : Application aux eaux de gisement de pétrole. Paris, 213p.

SLIMANI, R., 2016. Etude qualitative des ressources en eaux souterraines et cartographie de vulnérabilité environnementale d'un aquifère au climat aride Méditerrané: cas de la cuvette de Ouargla, Algérie. Thèse de Doctorat. Univ. Kasdi Merbah-Ouargla, 155p.

Conclusion générale

À l'issue de cette thèse, le bilan des études géochimiques, géologiques, géophysiques et hydrodynamiques permet de proposer un schéma global des systèmes aquifères de la région de Ouargla. Cette étude a permis de déterminer l'extension géométrique et la configuration structurale des différentes formations aquifères, les caractéristiques hydrogéochimiques et géologiques de la nappe superficielle (phréatique. La synthèse des résultats hydrodynamiques a permis de proposer un modèle illustratif des relations entre les différents systèmes aquifères profonds du Continental Intercalaire, du Complexe Terminal et la nappe superficielle

L'étude géophysique nous conduit aux conclusions suivantes : Le substratum devient plus profond en allant vers le Nord (d'environ 100m de profondeur). Il présente une remarquable concavité au centre des sebkhas, ayant une morphologie irrégulière et qui forme une enceinte pour les dépôts quaternaires et des formations de l'aquifère superficielle.

À l'intérieure de la cuvette de Ouargla (bassin intégral), les sebkhas forment des petits bassins subsidiant orientés NE-SW séparés par des éléments structuraux (failles et fractures) manifestant en surface sous forme de linéaments de différentes tailles.

D'après les coupes géo-électriques établies et selon les endroits (Bour Elhaicha, Sebkhat Safioune, N'Goussa et Hassi Miloud) et la profondeur, nous pouvons constater la présence de trois principales formations géologiques. Une couche de surface avec une résistivité faible (très conductrice) inférieur à 0,5 Ohm.m, constituée de sables fins à moyens plus au moins gypseux, et des sols de sebkha avec une épaisseur variable de 5 à 20m (centre des sebkhas).
Une deuxième couche de résistivité moyenne (de l'ordre de 30 (Ohm.m) correspondant aux formations du Mio-Pliocène et Quaternaire ancien (argiles, alluvions, croûtes calcaire, calcaire lacustre se trouvant surtout dans le côté Ouest du terrain (Alkhafji, Bour Elhaicha et Hassi Miloud).
La dernière couche correspond au substratum des deux premières couches, très résistante (résistivité supérieur à 50 (Ohm.m) caractérisant les formations carbonatées appartenant aux formations de l'Éocène et du Sénonien.

Ces deux dernières formations peuvent avoir un intérêt hydrogéologique intéressant. Le substratum, des aquifères suscités, est constitué d'une formation résistante (alternance de calcaire et marnes), ayant une configuration géologique irrégulière, ce qui influencera sans doute son comportement hydrodynamique.

- Une structure anticlinale se manifeste au niveau de la zone de Bour El Haicha. Elle est constituée par des formations marneuses et marno-calcaires attribués au l'Eocène et Sénonien. Cet anticlinal présent des caractéristiques géochimiques et hydrodynamiques particulières est d'âge sénonien.
- Deux structures synclinales, bordant de part et d'autre l'anticlinal de Bour Elhaicha de même orientation (NE-SE) et qui se manifestent sur l'axe de sebkha Safioune à l'Ouest et l'axe de sebkhas de Ouargla et Om Raneb à l'Est. Ces deux zones sont des zones basses constituées par des formations de faible résistance de remplissage de sebkhas attribuées au Quaternaire ancien. L'épaisseur de ces formations est importante et peut atteindre 100 m. Il est évident que ces niveaux ne constituent pas de formations aquifères.

Conclusion générale

Les cartes établies par les différentes méthodes et selon les différentes profondeurs, nous ont permis de constater la présence de trois grandes formations géologiques aquifères. L'une a une très faible résistivité moyenne inférieure à 05 Ohm.m correspondant aux formations du Mio-Plio-Quaternaire (argiles, alluvions, croutes calcaire, calcaire lacustre, alluvions) se trouvant sur la totalité du terrain (pleine et sebkhas), l'autre de moyenne résistivité (résistivité supérieur à 10 Ohm.m) caractérisant les formations sableuses et gréseuses du Mio-Pliocène et une dernière de forte résistivité correspondant au formations carbonatées d'âge Sénonien-Eocène et du Crétacé. Ces formations peuvent avoir un intérêt hydrogéologique selon les endroits.
Les échantillons analysés ont été prélevés des différents sondages carottés (05 sondages) réalisés dans les terrains mio-pliocènes et quaternaires couvrant la zone d'étude. Ces sondages se situent aux alentours des points d'échantillonnage d'eau de la nappe superficielle. Les résultats d'analyses géochimiques ont permis d'identifier différents types des carbonates (gypse, calcaire et dolomie), mais aussi le cortège minéral associé à ces évaporites.

L'examen des coupes stratigraphiques réalisées à partir des sondages carottés exécuté dans la région nous permis de distinguer deux ensembles stratigraphiques superficiels:

- Un ensemble anti-approfondissement du bassin constitué des couches et sédiments d'âge Mio-Pliocène (substratum gréseux Mio-Pliocène).
- Un ensemble plus récent poste-approfondissement de bassin, formé par des sédiments essentiellement d'âge Quaternaire.

Le premier ensemble d'âge Mio-Pliocène est formé de grés rouge carbonaté et des tuffs gypso-calcaire. Ces grés paraître ceux qui constituent la falaise Ouest de Ouargla et leur position stratigraphique initiale n'est pas la position actuelle, ce qui peut être due aux événements tectoniques (subsidence et effondrement du bassin) qui ont affectés la région pendant le Quaternaire (Villafranchien). Les grés de cet ensemble montrent une fracturation et fissuration très intense avec un remplissage de calcite. Cette fracturation peut être liée à des contraintes tectoniques lors de la structuration de la cuvette de Ouargla (brèches de failles).

L'ensemble supérieur de la stratigraphie de la région est formé de terrains présentant une variation verticale très remarquable, des alternances de sable, de gypse et de calcaire indiquent la fluctuation de niveau de la nappe superficielle pendant les périodes de recharge.

Les analyses physico-chimiques, géochimiques et minéralogiques des formations de surface nous ont permis de distinguer des relations génétiques, spatiales et chronologiques entre les différentes formations géologiques de surface dans la région de Ouargla.

Génétiquement, les formations géologiques de faciès lithologique calcaro-gréseux et gypseux sont à l'origine de la plupart des autres états surfaces par érosions éoliennes ou hydriques:
États de surface à sable éolien grossier, sable fin à moyen limoneux, sable fin gypseux blanchâtre et sols salins des dépressions fermées endoréiques.
Les formations géologiques à faciès caillouteux et pierreux, sablo-graveleux, et limoneux présentent un tri mécanique donnant une distribution horizontale des sédiments qui se réalise d'une manière générale suivant une granulométrie

décroissante. On observe ainsi le passage progressif de formations grossières aux accumulations fines de la classe des limons, cette répartition apparaît clairement de part et d'autre du lit d'oued. Spatialement la formation de surface de nature calcaro–gréseuse correspond à toutes les formes d'affleurement du substratum géologique sur lequel se dépose les autres classes ; les formations géologiques gréseuses détritiques se localisent généralement sur les piémonts des plateaux, résultant de l'érosion des affleurements rocheux de la classe précédente. La formation géologique superficielle sableuse correspond à toutes les formes d'accumulations éoliennes qui se trouvent généralement en position supérieure par rapport aux autres classes.
Les formations géologiques gypseuses correspondent à des accumulations secondaires de gypse sous forme de plaquettes et d'encroûtements, et occupe généralement les parties basses du relief (roche d'origine évaporitique). La formation de surface Limono sableuse et la formation de surface à alluvions se localisent le plus souvent aux niveaux du lit d'oued et les dayas.

Chronologiquement la formation de surface de faciès calcaro–gréseux correspond à toutes les formes d'affleurement du substratum géologique sur lequel se déposent les autres classes et représente le plus ancien affleurement géologique dans la région d'étude (Mio-pliocène et pléistocène) ; La formation de surface sableuse correspond à toutes les formes d'accumulations éoliennes, représente les états de surfaces les plus récents d'âge Quaternaire (actuel).

S'appuyant sur des arguments géochimiques, géologiques (cartes linéamentaires et rosaces directionnelles, coupes géologiques, données de terrains et analyse des carottes), géophysiques (sismique réflexion, coupes géo-électriques, et cartes d'iso-résistivités) et spatial (la télédétection, les données SRTM et les coupes morpho-géologiques), il est possible de proposer un model structural et cinétique de notre région d'étude et d'établir les relations entre les différentes nappes présentes dans la zone d'étude. Ce modèle ne prétend en aucun cas être définitif, il est nécessaire d'être validé par des études géophysique et géologiques complémentaires.

L'hétérogénéité des caractéristiques lithologiques (évaporites, carbonates sables et argiles) des formations aquifères, la variabilité spatiale de leurs situations géomorphologiques et géologiques et les fortes minéralisations sont d'origine de profonde.
Les échantillons d'eaux analysées de la nappe phréatique ont un faciès isotopique très similaire aux eaux de nappes profondes de CI et CT, renforce l'hypothèse de provenance de ces eaux des nappes profondes.

Les levés piézométriques (une moyenne de 0,8m), effectués dans la région et la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère renseignent sur les caractéristiques de l'écoulement et le comportement de la nappe, permettent de cerner le l'origine des eaux la nappe libre.
La salinité des eaux varie d'une zone à une autre, elle est de moins 50g/l dans la ville de Ouargla et de ses environs, la concentration en sel augmente dans le sens des écoulements des eaux ou elle peut atteindre plus de 190 g/l dans les zones proches des chotts. La forte salinité est due essentiellement au lessivage des formations gypseuses et carbonatées par les eaux des nappes profondes.

Conclusion générale

Cette minéralisation des eaux de la nappe phréatique se traduit par une conductivité électrique très importante de l'ordre de (85900µS.cm^{-1}). Le faciès géochimique dominant est chloruré sodique.

Les zones dans lesquelles les eaux de la nappe phréatique est profonde sont situées à des points topographiquement élevés (Sud- Ouest de Ouargla, Sud -Est de Oum Raneb et vers Nord-Est de N'Goussa). La nappe est moins profonde dans les zones à proximité des palmeraies irriguées (Ouargla, N'Goussa et les environs de sebkhat Safioune). Les points où la nappe se trouve le plus près du sol est au Sud du Sebkha Safione à 45km au Nord de la ville de Ouargla.

La carte en isobathes montre clairement une série de plis anticlinaux et synclinaux orientés NE-SW et N-S, cette géométrie confirme l'historique polyphasiques de ce bassin.

Les critères géologiques, géophysique et géochimique permettent d'affirmer que nappe phréatique serait directement en contact avec les nappes profondes (CI et CT).

Des effets de mélange d'eau sont repérables dans différents endroits dans notre région d'étude (Hassi Miloud, Bour El Haicha et Hassi Débiche). L'apport des eaux en provenance des Continental intercalaire (CI) peuvent repérer par les outils isotopiques, géochimiques et chimiques.

Une des causes principales de la remontée des eaux et la formation de la nappe phréatique dans la cuvette de Ouargla est d'ordre géologique (tectonique). Ce phénomène a engendré des affaissements de terrain et la création d'un milieu endoréiques dangereux pour les cultures saisonnières et les palmiers. La nappe de surface est alimentée par drainance verticale ascendante de la nappe du continental intercalaire indirectement soutenue par les pluies tombant sur les zones de recharge de l'Atlas et des hauteurs de M'zab. D'après les données (géologiques, isotopiques, et géochimiques) disponibles, cette nappe subsiste depuis des milliers d'années et elle est loin d'être uniquement d'ordres anthropiques et en rapport avec l'activité humaine dans la région.

La sebkha Mellala a connu une première période de mise en eau vers 13900 ans B.P. un milieu aquatique salé occupe la dépression entre environ 13000 et 9300 ans B.P.

Les principales caractéristiques des eaux de la nappe phréatique de la région, sont les teneurs excessives en éléments chimiques majeurs, surtout en ce qui concerne : les chlorures, les sulfates, associées à des pH alcalins, des conductivités excessives et des duretés importantes.

L'analyse rationnelle des caractéristiques physico-chimiques, géochimiques et minéralogiques de la nappe superficielle montre que ces caractéristiques ne sont que des manifestations directes et indirectes de la configuration structurale, la composition lithologique et l'aspect topographique du support de ladite nappe. En effet, pour une bonne simulation et modélisation des mécanismes contrôlant les effets des interactions mutuelles roche-eaux il faut intégrer ces phénomènes dans leur contexte géologique global (structural, lithologique et géomorphologique).

Les analyses quantitatives effectués sur les silex ont permis de valider les observations et les identifications de terrain, l'analyse quantitative individuelle sur particules montre une composition chimique et minéralogique homogène constitue de silex et de carbonates et la silice qui à donnée naissance au silex est d'origine profonde acheminée par les eaux de profondeur (CI et CT) à travers les failles et fractures dans la région.

Conclusion générale

D'autres analyses géologiques et géochimiques peuvent être en mesure d'expliquer d'autres possibles sources de silice conduisant à la formation de silex dans les formations carbonatés et aider à mieux comprendre les rôles des mécanismes de remonté des eaux dans ce processus chimique.

Les caractéristiques des eaux de la nappe ont provoqué de graves problèmes d'ordre écologique dans les zones urbaines et agricoles dans la région.