

UNIVERSITÉ KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

D ÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Doctorat en Sciences

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

THEME

**Etude statistique et géostatistique des éléments chimiques majeurs des eaux
du Continental Intercalaire.**

Présenté par

SAHRI Leila

Soutenu publiquement le 17/02/2021

Devant le jury :

Président :	Belksier Mohamed Salah	MCA	Univ. Ouargla
Directeur de thèse :	Nezli Imad Eddine	Professeur	Univ. Ouargla
Examineur :	Chellat Smain	MCA	Univ. Constantine
Examineur :	Kechiched Rabah	MCA	Univ. Ouargla
Examineur :	Haied nadjib	MCA	Univ. Djelfa
Examineur :		MCA	Univ. Djelfa

Année Universitaire : 2020/2021

:

يشير مصطلح "المتداخل القاري" إلى مرحلة قارية تقع بين دورتين رسوبيتين بحريتين: في القاعدة، الدورة الباليوزويكية التي تكمل الأوروجينية الهرسنية، في الأعلى، دورة الطباشير العلوي، نتيجة للتجاوز السينوماني. (Busson، 1970). يشملا لمتداخل القاري تكوينات الطباشيري السفلي؛ الرملي والحجر الرملي والطيني للنيوكوميان، البار ريميان، أبتين، وألبان. تمتد طبقة المياه الجوفية من الشمال إلى الجنوب، ومن الأطلس الصحراوي إلى تاسيلي هوغار، ومن الغرب إلى الشرق، ومن وادي غير والسورة إلى الصحراء الليبية. الهدف من هذا العمل هو تسليط الضوء على التطور الجيوكيميائي لهذه المياه. نحن نستخدم منهجية المقاربة الجيولوجية والإحصاء الجيولوجي أو الجيوإحصاء. وقد تم وضع نمذجة جيولوجية لإنشاء نماذج ثلاثية الأبعاد وأقسام ستراتوغرافية يمكن أن تفسر الحدود. السماكة والسحنات الجيولوجية المختلفة لتحديد التغير المكاني للعناصر الكيميائية لمياه المتداخل القاري في حوضي الصحراء الشمالية.

تتلخص أهم نتائج هذه الرسالة فيما يلي:

تكشف العناصر الكيميائية لمياه CI في الحوضين المائين الشرقي والغربي عن ثلاث عائلات تتحكم في ليتولوجية طبقة المياه الجوفية CI من خلال:

1. عائلة كيميائية لقطب غني بالمتبخرات (Na^{+} و SO_4^{2-} و Cl^{-}) الناتج عن انحلال التكوينات المتبخرة ولا

سيما الهاليت والملاح (NaCl) والجبس ($O_2H_4.2CaSO$)

2. عائلة لقطب الكربونات (Mg^{+2} ، Ca^{+2}) الناتج عن انحلال الحجر الجيري: الكالسيت

($CaCO_3$) والدولوميت (CO_3) ($CaMg_2$)

3. عائلة السيليكا (SiO_2 و K^{+}) الناتجة عن انحلال السيليكا (SiO_2) الرمال والحجر الرملي والطين.

تمثل فاريوغرام العناصر الكيميائية للجهة الشرقية عدم توحيد الخواص وتمنطق يفسر توزيع السحنات الليتولوجية. تقع التركيزات الهامة لجميع العناصر الكيميائية في الجزء الجنوبي والجنوبي الغربي من القطاع الغربي، باستثناء تراكيز ثاني أكسيد السليسيوم SiO_2 التي تتمركز في الشرق والجنوب الشرقي. على الجزء الشرقي من CI متغيرات المعامل F1 يظهر بنية متداخلة تدل على بنية متشابكة التي تمثل ثلاث بنى تحتية من وجهة نظر السطح التي تتحكم في توزيع العناصر Si، K، درجة الحرارة والضغط. نفس بنية الفاريوغرام المتغيرة التي تم الحصول عليها من سطح جدار و سقف CI للمنطقة الشرقية.

هذه البنى يتم التحكم فيها من قبل العديد من الظواهر الجيولوجية التكتونية خاصة، تتطلب تأكيدا باستخدام أساليب تحليلية أخرى. النموذج الستراتيغرافي للـ CI في ورقة يتشكل من طبقة مياه جوفية مجزأة، التي

بنيتهأ نجود و أؤوار أساسا؁ والتي تسيطر عليها طبياآ سلسلة الطباشير السفلي محدبة و مقعرة؁ إعادة تنشيط هذه الفوالق SW-NE يمكن أن تكشف عن وجود اتصال بين طبقات المياه الجوفية (استنزاف). الكلمات الرئيسية: CI؛ جيوأحصاء؛ جيوكيمياء؛ نموذج الليثولوجي ثلاثي الأبعاد؛ متداخلة.

Résumé :

Le terme « Continental Intercalaire » désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins : à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne, au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomaniennne. Le continental intercalaire occupe les formations du Crétacé inférieure; sableuses et argilo gréseuses du Néocomien, Barrémien, Aptien, et de l'Albien. Cet aquifère est continu du Nord au Sud, depuis l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar, et de l'Ouest en Est, depuis la vallée du Guir et de la Saoura jusqu'au désert libyen. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence l'évolution géochimique de ces eaux. On utilisant une méthodologie d'approches : géologique et géostatistique. La modélisation géologique a été réalisée pour établir des modèles en 3D et des coupes stratigraphiques qui peuvent expliquer les limites, les épaisseurs et les différents faciès géologiques. L'analyse statistique des éléments chimiques des eaux du CI dans les deux bassins hydrogéologiques orientale et occidentale révèle trois familles gouvernent la lithologie de la nappe du CI en :

- Une famille chimique représente le pôle riche en évaporites (Cl^- , SO_4^{2-} et Na^+) ; issue la dissolution des formations évaporitiques et en particulier l'Halite (NaCl) et le Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)
- Une famille est caractérisée par la présence du pôle carbonaté (Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) ; issue de la dissolution des calcaires : Calcite (CaCO_3) et Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ;
- Une famille représente les silicates (SiO_2 et K^+) issue de la dissolution de la silice (SiO_2) des sables, grès et argiles.

Les variogrammes des éléments chimiques de la partie occidentale ont été calculés et ajustés par des modèles mathématiques. La plupart sont ajustés par une anisotropie zonale qui explique la répartition des éléments d'une façon zonale correspondant à la répartition des faciès lithologiques. Les teneurs importantes des tous les éléments chimiques sont localisées sur la partie Sud et Sud-Ouest du secteur occidental, sauf les teneurs de SiO_2 qui sont focalisés à l'Est et sud-Est. L'apport de potassium est lié aux contacts du CI avec les terrains primaires au Nord de Timimoune, mais aussi peut avoir une origine anthropique dans la région d'Adrar, alors que ses teneurs à In Salah est zone de convergences des eaux issues des deux localités suscitées.

La variographie de F1 sur la partie orientale du CI (région de Ouargla) montre une structure gignone indiquant une structure emboîtée qui représente trois infrastructures donc trois phénomènes emboîtés, ce qui suggère l'importance de l'altération des argiles par hydrolyse des silicates, ou échanges de bases entre l'eau et les argiles de l'aquifère (Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+}), ce qui influe sur l'évolution du chimisme des eaux à l'échelle du bassin. Cependant, la température liée, essentiellement, à la profondeur agit sur la mobilisation du potassium K^+ caractérisant les eaux de la nappe étudiée. Par ailleurs les failles qui affectent le bassin peuvent jouer un rôle important en matière de contact des eaux de cette nappe avec les celles des nappes sus-jacentes.

La même structure variographique obtenues des niveaux de toit et de mur de CI de la région d'Ouargla. De telles structures sont contrôlés par plusieurs phénomènes géologiques tectoniques surtout, nécessitent une confirmation en utilisant d'autres méthodes analytiques.

Le modèle stratigraphique du CI à Ouargla constitue un aquifère compartimenté, dont la structuration en blocs soulevés et affaissés est, essentiellement, contrôlée par le plissement des séries du Crétacé inférieur en structures anticlinales et synclinales, la réactivation de jeu de ces accidents NE–SO peut révéler une communication entre les aquifères (drainance).

Mots clé : CI ; géostatistique ; géochimiques ; modèle lithologique 3D ; gignone.

Abstract

The term "Continental Intercalaire" is used to describe a continental episode interbedded between two marine sedimentary cycles: at the base, the Paleozoic cycle which ended with the Hercynian orogeny and at the top, the Upper Cretaceous cycle resulting in the Cenomanian transgression Busson (1970). The Continental Intercalaire (CI) hosts the lower Cretaceous formations represented by sandy and clayey sandstone from the Neocomian, Barremian, Aptian, and Albian ages. This aquifer is continuous from Saharan Atlas in North to the Tassili of Hoggar sothward, and from the Guir and Saoura valley in West to the Libyan desert Eastern. The objective of this work is to highlight the geochemical evolution of these waters. To achieve such a goal, a methodology of various approaches were used and consists of geological and geostatistical investigations. The geological modeling was carried out to establish 3D models and stratigraphic sections which can explain the limits, thicknesses and different geological facies in the studied aquifer. The geostatistical modeling was carried out to determine the spatial variability of chemical elements in waters from the CI aquifer in the two basins of the northern Sahara. The main results of this thesis can be summarized as follows:

The chemical elements of the CI waters in the two eastern and western hydrogeological basins reveal three families that are influenced by the lithology of the CI aquifer and are represented by:

- The first family that is linked to evaporites (Cl^- , SO_4^{2-} and Na^+); resulting from the dissolution of evaporite formations and in particular Halite (NaCl) and Gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

- The second family is characterized by the presence of the carbonate pole (Ca^{2+} , Mg^{2+} and HCO_3^-) resulting from the dissolution of calcite (CaCO_3) and Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) minerals.

- The third family represents waters influenced by silicates (SiO_2 and K^+) resulting from the dissolution of silica (SiO_2) of sands, sandstones and clays.

The obtained variograms of the chemical elements of the western part display a zonal anisotropy which explains the distribution of the elements in a zonal behavior which along in agreement with the distribution of the lithological facies. The higher contents of all chemical elements are located to the South and southwestern part of the western sector, excepting SiO_2

contents which are more enhanced in the East and South-East. On other hand, in the eastern part of the CI aquifer, the eigenvector F1 variography shows a nested structure which represents three infrastructures from a surface point of view which controls the distribution of the elements K, Si, temperature and pressure. Similarly, the same variographic structure obtained from the CI top and bottom levels of the Eastern region. Such structures are mainly controlled by tectonic and geological phenomena; requiring further confirmation by other analytical methods. The CI stratigraphic model at Ouargla constitutes a compartmentalized aquifer, the structure of which in raised and collapsed blocks is, essentially, controlled by the folding of the Lower Cretaceous series into anticlinal and synclinal structures in which the play reactivation of these NE – SW accidents can allow a water communication between aquifers (drainance).

Keywords: CI; geostatistics; geochemicals; 3D lithological model; pull-out.

Dédicace

Je dédie ce travail à :

♥ *A mon père : Homme modeste, humble, l'admiration que j'ai pour toi est sans limite. L'amour que tu as porté à tes enfants, la dignité, l'éducation et le sens de l'honneur nous servent de modèle. Ce travail est tien. Que Dieu t'accueille dans Son Paradis.*

♥ *A ma mère : Tu nous as aimés, éduqués, dorlotés tout en nous apprenant d'être bon, modeste. Dieu seul pourra te récompenser et t'accueillir dans son Paradis.*

♥ *ma petite famille : mon mari et mes filles : Que Dieu les protège pour moi*

♥ *A mes frères : Que Dieu les protège pour moi.*

REMERCIEMENTS

Je remercie en premier lieu ALLAH, le tout puissant qui a éclairé mon chemin, et ma donné le courage, la force et la patience pour achever ce travail.

Je tiens à remercier vivement le professeur Nezli Imad Eddine mon directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a témoignée en acceptant la direction scientifique de mes travaux. Je lui suis reconnaissante de m'avoir fait bénéficier tout au long de ce travail de sa grande compétence,

Je remercie vivement le membre de jury qui a accepté d'expertiser cette thèse.

Je ne peux pas oublier : professeur Djidel Mohamed, Mr. Melouah oualid et Mr. Ameer- Zaimeche Ouafi et Slimane Abdeldjabbar Benhamida et Mr Kchichad Rabeih : j'ai souvent voulu vous remercier pour tout ce que vous avaient fait pour moi sans jamais avoir trouvé les mots et le moment opportun pour le faire.

Je ne peux pas oublier mes collègues de départements des sciences de la terre et de l'univers de l'université Kasdi Merbah Ouargla.

Je remercie toute ma famille, pour le soutien le long de mon parcours, chacun avec son nom qu'ils trouvent ici ma gratitude les plus distinguée. Merci à mon mari pour la patience et pour le soutien le long des années de thèse.

Sommaire

Chapitre I. Cadre physique du Continental Intercalaire.....	4
I.1. Les limites de CI	4
I. 2. Les différentes séries stratigraphiques du Continental-Intercalaire du Sahara	5
I. 2. 1. Définition du stratotype et série équivalente	5
I. 2. 2. Le continental intercalaire du Sahara occidental.....	7
I. 3. Forme géométrique de CI	8
I.4. Caractéristiques hydrogéologique du continental intercalaire.....	9
Chapitre II : Géologie régionale et locale	15
II. 1. Histoire géologique de la plateforme saharienne	15
II. 1. 1. Au Précambrien	15
II. 1. 2. Du Cambrien au Dévonien	16
II. 1. 3. La Phase hercynienne	20
II. 1. 4. Du Tardi -Carbonifère au Crétacé inférieur	21
II. 1. 5. Le Crétacé supérieur	23
II. 1. 6. Paléogène	27
II. 1. 7. Mio –Pliocène –Quaternaire	27
II. 2. Répartition des faciès du Mésozoïque	29
II. 2. 1. Trias	29
II. 2. 2. Jurassique	30
II. 2. 3. Crétacé	31
II. 2. 4. Cénozoïque	33

II. 3. Les données gravimétriques et les traits structuraux des bassins sahariens	34
II. 4. Géologie locale du secteur d'étude	36
II. 4. 1. Situation géographique du secteur d'étude	36
II. 4. 2. Géologie de Hassi Messaoud	37
II. 4. 3. Géologie de bassin d'Oued Mya	44
Chapitre III. Théories et méthodes d'étude.....	52
III. 1. Représentation de type d'échantillonnage	52
III.2. Analyse monovariée	53
III. 3. Analyse bivariée et multivariés	53
III.4. Théories géostatistiques	55
III.5. Le variogramme	55
III.5. 1. Les caractéristiques du variogramme	56
III.6. Le Krigeage	58
III.7. La Validation croisée	59
III.8. Création d'un model géologique 3D.....	60
Chapitre IV. Modélisation géologique de CI de la région d'Ouargla	64
IV. 1. Situation géographique du model	64
IV. 2. Cartographie du toit et du mur de l'Albien	64
IV. 3. Coupes stratigraphiques de la région	68
IV.4. Le model géologiques stratigraphique	73
Chapitre V. Statistiques des éléments majeurs de continental intercalaire (CI).....	80
V. 1. Statistique élémentaire des éléments chimiques de CI	80
V. 1.1. Statistique monovariée	80
V. 1. 2. Statistiques bivariées et multivariées	81
V. 2. Statistique des éléments chimique majeurs sur la partie oriental du CI	83
V.2. 1. Statistiques monovariée	83
V.2. 2. Statistiques bivariées et multivariées	88
V. 3. Statistique des éléments chimique majeurs de CI partie Occidental	90
V.3. 1. Statistique monovariée	90

V. 3. 2. Statistiques bivariées et multiples	90
Chapitre VI. Étude géostatistique des éléments chimiques des eaux du CI.....	96
VI.1. Variographie des éléments chimiques dans les eaux du CI occidental	96
VI.1 .1.Variogrammes des chlorures	96
VI.1. 2. Variogrammes des carbonates	97
VI.1 .3. Variogrammes du potassium	97
VI.1.4 .Variogrammes de la silice	97
VI.1.5. Variogrammes des sulfates	98
VI. 1. 6. Variogramme Sodium	98
VI .1. 7. Variogramme de magnésium	99
VI.1. 8. Variogramme de calcium	99
VI. 2. Variographie des éléments chimiques dans les eaux du CI oriental	100
VI.3.Cartographie des éléments chimiques du CI	101
VI. 3. 1. Cartographie des éléments chimiques de CI oriental	101
VI. 3. 2. Cartographie des éléments chimiques de CI occidental	101
Conclusion	114
Bibliographie	116

Liste des figures

Figure. 1 – Carte d’affleurements des formations du Continental Intercalaire (CI). Structures sédimentaires et tectoniques majeures. Limite du CI des modèles de l’OSS (2003) et de l’ERESS (1972) et du CT de l’OSS Petersen 2014).....	06
Figure. 2 – Carte des affleurements géologiques dans les limites de CI. Extrait de la carte géologique de l’USGS (2002) à 1 /30 000 000 modifiée par Petersen (2014). Le cadre blanc représente le secteur oriental de CI, le carré en orange représente le secteur occidental de CI.....	08
Figure. 3 - Subdivisions dans le Continental Intercalaire des confins Algéro-libyens (Lapparent et Lelubre, 1948 ; Lefranc, 1958)	09
Figure. 4 - Carte géologique simplifiée des séries du Continental intercalaire des confins algéro-libyens (Lefranc et Guiraud, 1990).....	10
Figure. 5 – Seize(16) coupes schématiques issues de données de forages, d’après l’ERESS (1972a) et l’OSS(2002a).....	12
Figure. 6 - Carte des zones d’infiltration et de ruissellement du CI à partir des données de Baba Sy (2005) modifié par (Petersen, 2014). Les deux rectangles représentent les zones d’étude.....	13
Figure.7- Carte piézométrique de la nappe du continental intercalaire. SASS (2003).....	13
Figure. 8 – Reconstitution paléogéographique illustrant l’évolution du Gondwana au cours du cycle panafricain (Craig et al.2008).....	16
Figure. 9 - Zones de failles majeures du Gondwana, d'après Guiraud et al. (2000).....	17
Figure.10 – Paléogéographie du Gondwana au Paléozoïque inférieur (Craig et al. 2008).....	18
Figure.11- Arches et bassins en domaine saharien (Craig et al.2008) modifié. La ligne en bleu représente la limite de CI.....	20
Figure.12- Carte d’intensité de la déformation varisque d’après Craig et al. 2008 modifié par (Sylvain, 2012).....	21
Figure.13 - Localisation schématique du CAMP (Coltice et al.2008).....	24
Figure.14- Carte d’épaisseur de l’Albien gréseux Busson et Cornée (1991).....	25
Figure.15- Esquisse de la géographie du Sahara pendant le Crétacé Inférieur, d’après Lefranc et Guiraud (1990).....	25
Figure. 16 - Les deux étapes du développement des rifts africains pendant le Crétacé Inférieur, avec le Barrémien (A) et l’Albien (B), d’après Guiraud et Maurin (1992).1:craton; 2:rift; 3:faille active; 4:faille décrochant majeure; 5:zone de compression en extrémité.....	26
Figure. 17 - Schéma de la répartition des faciès dans les bassins Sahariens au Cénomaniens, modifié par	

Fabre (2005) d'après Busson (1971).....	26
Figure.18 - Position des coupes dans les Bassins Sahariens (Sylvain, 2012) modifié.....	27
Figure.19- Coupe A. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI: Continental Intercalaire; DH: discordance Hercynienne. La forme rouge entoure une arche majeure.....	28
Figure.20- Coupe B. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI: Continental Intercalaire; DH: discordance Hercynienne. La forme rouge entoure une arche majeure.....	28
Figure.21- Coupe C. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances.....	28
Figure.22- Coupe D. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances....	29
Figure.23- Coupe E. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances.....	29
Figure. 24 - Répartition des faciès au Lias-Dogger inférieur dans le Nord-est saharien d'après Busson (1971) et Fabre (1976).....	30
Figure.25 - Répartition des faciès au Bathonien (Dogger supérieur à moyen) dans le Nord-est saharien (Busson 1971 et Fabre 1976)	31
Figure.26- Répartition des faciès au Callovien- Oxfordien - Kimméridgien dans le Nord-est saharien d'après Busson (1971) et (Fabre 1976).....	32
Figure.27- Répartition des faciès au Jurassique terminal - Néocomien dans le Nord- Est saharien d'après Busson (1971) et Fabre (1976)	32
Figure.28- Répartition des faciès à l'Albien dans le Nord-est saharien d'après Busson (1971) et (Fabre 1976)	35
Figure. 29- Répartition des faciès au Cénomaniens dans le Nord du Sahara d'après Busson (1971) et Fabre (1976)	35
Figure.30- Schéma interprétatif illustrant les structures majeures de la plateforme saharienne d'après la gravimétrie (Thakhrst. 1991)	36
Figure.31- Situation géographique de la région d'étude (Sallet al. 2019).....	37
Figure.32 - Colonne lithostratigraphique du champ de Hassi Messaoud (SONATRACH. 2005).....	42
Figure.33- Coupe transversale Ouest-Est de la structure de réservoir de Hassi Messaoud.	43
Figure.34- Ecorché Géologique à la Discordance post hercynienne. (WEC. 2007).....	43
Figure.35- Carte géologique du Bassin mésozoïque de l'Algérien Sahara tiré de Busson 1967.Modifié.....	45
Figure.36- Colonne lithostratigraphique type de bassin d'Oued Mya (SONATRACH, 2010) modifiée.....	49
Figure.37 - Coupe stratigraphique (A- A ') à travers le bassin de l'oued Mya (Klett 2000) modifié. 1. La discordance panafricaine ; 2. La discordance hercynienne ; 3. La discordance pyrénéenne.....	50
Figure.38 - Répartition des forages échantillonnés.....	52
Figure.39 - les propriétés du variogramme.	56
Figure.40- Structure gigogne.....	57

Figure.41- Représentation des différents modèles de variogramme.....	58
Figure.42- Illustration des différentes étapes de la modélisation géologique classique (Bédard, 2006).	62
Figure.43 - Localisation géographique du model stratigraphique.....	65
Figure.44 - Carte du relief du model stratigraphique.....	65
Figure.45 - Les variogrammes du mur et du toit de l’Albien et ces fonctions.....	66
Figure. 46- Carte d’isomur de l’Albien du secteur d’étude.....	67
Figure. 47- Carte d’isotoit de l’Albien du secteur d’étude.....	67
Figure.48- Corrélation des sondages Nord-Est et Sud- Ouest de la région d’Ouargla.....	69
Figure. 49 - Coupe AC réalisée sans estimation du model stratigraphique.....	71
Figure. 50 - Coupe BB’ réalisée sans estimation du model stratigraphique.	72
Figure.51- Coupe CC’ réalisée sans estimation du model stratigraphique.....	72
Figure.52- Corrélation entre l’écorché et le model stratigraphique de la région.....	75
Figure. 53- Le bloc éjecté de Haoud Berkaoui.....	76
Figure.54 - Le plissement de la région de Hassi Messaoud.....	76
Figure. 55 - Coupe AC réalisé à partir du model stratigraphique estimé.	77
Figure. 56 - Coupe BB’ réalisé à partir du model stratigraphique estimé.....	77
Figure.57- Coupe CC’ réalisé à partir du model stratigraphique estimé.....	78
Figure. 58 - L’ACP des éléments majeurs dans les eaux du CI total.....	82
Figure. 59 - La classification hiérarchique de l’élément majeur dans les eaux du CI.....	83
Figure.60 - Graphe de probabilité de SiO ₂ : A, B et C le point d’inflexions qui séparent les quatre sous populations.....	85
Figure.61- Graphe de probabilité de K ⁺ :A’, B’ et C’les point d’inflexions qui séparent les quatre sous populations.....	85
Figure.62 - Graphe de probabilité de température : D, E et F les point d’inflexions qui séparent les quatre sous populations.....	86
Figure.63 - Graphe de probabilité de la profondeur : D’, E’ et F’ les point d’inflexions qui séparent les quatre sous populations.	86
Figure. 64 - L’ACP des éléments majeurs de CI oriental.....	89
Figure. 65 - La classification hiérarchique de l’élément majeur de CI oriental.....	89
Figure. 66 - L’ACP des éléments majeurs de CI occidental.....	91
Figure. 67 - La classification hiérarchique de l’élément majeur de CI ccidental.....	92
Figure. 68 - Schéma interprétatif illustrant les structures majeures de la région oriental de CI d'après la gravimétrie. Thakhris (1991). 1:zone affectées par la distension au Crétacé Inférieur ;2: zone remobilisée	

par la tectonique hercynienne ;3 : zone de situation des sondage .	94
Figure. 69 - Les deux variogrammes expérimentaux de Cl^- direction 90° et 0° .	96
Figure.70- les deux variogrammes expérimentaux de HCO_3^- directions 90° et 0° .	97
Figure. 71 - Les deux variogrammes expérimentaux de K^+ directions 90° et 0° .	97
Figure. 72 - Les deux variogrammes expérimentaux de SiO_2 directions 90° et 0° .	98
Figure. 73 - Les deux variogrammes expérimentaux de SO_4^{2-} directions 90° et 0° .	98
Figure. 74 - Les deux variogrammes expérimentaux de Na^+ directions 90° et 0° .	99
Figure. 75- Le variogramme expérimental moyen de Mg^{2+} .	99
Figure. 76 - Le variogramme expérimental moyen de Ca^{2+} .	100
Figure. 77 - Le variogramme expérimental moyen de F1.	100
Figure. 78 - Les paramètres d'ajustement du variogramme de F1 de CI oriental.	101
Figure. 79 - Ellipse de recherche a1 le grand axe d'anisotropie (la plus grande portée).	102
Figure. 80 - Carte géologique du secteur du secteur occidental. Busson (1967) . Modifier.	103
Figure. 81- Carte isovaleurs de SO_4^{2-} .	105
Figure. 82 - Carte isovaleur de Na^+ .	106
Figure. 83 - Carte isovaleurs de Cl^- .	107
Figure. 84 - Carte isovaleurs HCO_3^- .	108
Figure. 85 - Carte isovaleurs Ca^+ .	109
Figure. 86 - Carte isovaleurs Mg^{2+} .	110
Figure. 87 - Carte isovaleur de SiO_2 .	111
Figure. 88 - Carte isovaleur de K^+ .	112

Liste des tableaux

Tableau.1 - Les indices de performances d'estimation de la géométrie de l'Albien.....	66
Tableau. 2 - Tableau statistique des éléments majeurs de CI.....	80
Tableau. 3 - Matrice de corrélation des éléments majeurs de CI.....	81
Tableau.4 - Les statistiques des éléments chimiques partie oriental de CI.....	84
Tableau.5 - Matrice de corrélation des éléments majeurs de la partie oriental de CI.....	87
Tableau.6 - Solubilité dans l'eau, en fonction de la température, des principaux sels (solubilité en grammes pour 100 cc d'eau à partir des tables de J.D'Anset E. Lax.....	88
Tableau.7- Les statistiques des éléments chimiques majeurs de la partie occidentale (Timimoune -Adrar- Ain Salah).....	90
Tableau.8 - Matrice de corrélation des éléments chimiques majeurs de la partie occidentale (Timimoune -Adrar- Ain Salah).....	91
Tableau.9 - Comparaison entre résultats des études des deux secteurs.....	93

Introduction générale

Le domaine du SASS couvre une superficie d'environ 1.000.000 de km², il s'étend sur une ample zone dont les limites sont situées en Algérie, Tunisie et Libye. Il renferme des couches aquifères qui ont été regroupées en deux réservoirs appelés :

Le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT). D'après [Kilian, \(1931\)](#), Le terme « Continental Intercalaire » désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins :

- à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne,
- au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomaniennne.

[\(BUSSON, 1970\)](#). Il occupe les formations du Crétacé inférieure ; sableuses et argilo gréseuses du Néocomien, Barrémien, Aptien, et de l'Albien.

L'aquifère est continu du Nord au Sud, depuis l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar, et de l'Ouest en Est, depuis la vallée du Guir et de la Saoura jusqu'au désert libyen.

L'objectif de ce travail est d'élaborer une méthodologie d'approches : géologique et géostatistique à l'étude de la répartition spatiale des teneurs en éléments chimiques dans les eaux du CI, en corrélation avec les faciès géologiques de l'aquifère, afin de mettre en évidence l'évolution géochimique de ces eaux.

La modélisation géologique a été réalisée en utilisant Le logiciel Rockwork 14 pour établir des modèles en 3D et des coupes stratigraphiques qui peuvent expliquer les limites, les épaisseurs et les différents faciès géologiques de l'Albien. Quant à la modélisation géostatistique a été menée par le programme informatique ROCKWORK 14 pour déterminer la variabilité spatiale des éléments chimique des eaux du CI dans les deux bassins du Sahara septentrional : Occidental et Oriental.

C'est ainsi que cette thèse a été structurée de la façon suivante :

Chapitre I : Cadre physique du Continental Intercalaire ;

Chapitre II : géologie régionale et locale de la zone d'étude, ce chapitre consiste à présenter la région d'étude ; l'histoire tectonique de plateforme saharienne, la partie locale sera représenté par la géologie de la région de Hassi Messaoud et la partie Nord-est d'Oued Mya suivant la répartition des logs stratigraphiques étudiés.

Chapitre III : Théorie et méthodes mises en œuvre, afin d'expliquer la méthodologie ;

Chapitre IV : Modélisation en 3D et coupes de la région d'Ouargla on utilise la méthode d'estimation (krigeage ordinaire) conditionnée par les indices de performances. Étude statistique des éléments chimiques majeurs dans les eaux du CI ;

Chapitre V : Étude statistique des éléments chimiques majeurs dans les eaux du CI ;

Chapitre VI : Étude géostatistique de la répartition des éléments chimiques dans les eaux du CI.

.

Chapitre I

Cadre physique du Continental Intercalaire

Chapitre I. Cadre physique du Continental Intercalaire

Introduction

Le Continental Intercalaire (CI) est défini comme un ensemble de sédiments, essentiellement continentaux, compris entre la régression marine qui découvrit les plissements hercyniens de la plate- forme saharienne et la transgression marine du Crétacé supérieur (Kilian, 1931).

Le système aquifère du Sahara septentrional (SASS) est partagé entre trois pays : l'Algérie, la Tunisie et la Libye. Il recouvre une étendue de plus de un million de km², dont 70 % se trouvent en Algérie, 6 % en Tunisie, et 24 % en Libye (Besbes et al., 2007).

L'alternance de couches imperméables et perméables d'une part, et l'existence d'un fossé de subsidence d'autre part, ont conduit à la mise en place de deux grands systèmes aquifères qui se partagent les ressources en eau souterraines dans la vallée de l'oued Righ : le Complexe Terminal (CT) (Pallas, 1980 ; Mamou, 1990), et le Continental Intercalaire(CI) (Cornet, 1964).

I.1. Les limites de CI

Le CI est limité en Algérie au Nord par l'Atlas Saharien, à l'Ouest par l'axe Béchar-Reggane et au Sud par l'axe Reggane-Ain Amenas ; à l'Est il prolonge au-delà des frontières Algéro-Libyenne et Algéro-Tunisienne. En Algérie, le CI est partagé par la dorsale du M'zab en deux bassins (fig. 1). Les affleurements du CI se situent majoritairement sur les bordures du bassin (fig.1), sous forme de reliefs montagneux, comme l'Atlas Algérien ou le Dahar Tunisien et de plateaux comme le Tinhert (Busson, 1967). Dans le cadre supérieur nord-ouest, la partie algérienne de la chaîne Atlasique regroupe les plus hauts reliefs du SASS qui est considérée comme l'aire de recharge principale du SASS. La flexure atlasique (fig.1) indique la nature imperméable de la limite Nord (OSS, 2002b).En descendant vers le sud, on rencontre les vallées de la Zousfana et de la Saoura puis la région d'Adrar où les vallées du Gourara, du Touat et du Tidikelt sont aménagées en foggaras ainsi que la sebkha du

Timimoune. Au sud et d'ouest en est, les plateaux du Tademaït et du Tinhert constituent les affleurements mésozoïques les plus septentrionaux. (J.O. Petersen, 2014). En revenant plus à l'ouest, en direction du golfe de Gabès les affleurements jurassiques et/ou crétacés des djebels Nafusa et Dahar marquent les limites du SASS.

Les formations géologiques qui affleurent dans la région limitée par le CI sont celles du Crétacé supérieur et du Quaternaire (fig. 2).

I. 2. Les différentes séries stratigraphiques du Continental-Intercalaire du Sahara

I. 2. 1. Définition du stratotype et série équivalente : Le stratotype du CI a été défini dans l'Est du Sahara algérien, près de la frontière libyenne par A.F. Lapparent et M. Lelubre (1948) et J.M. Freulon (1964) où ils distinguent dans la partie Nord quatre séries continentales (Figs.3 et 4), datées par des découvertes paléontologiques. De la base au sommet on distingue:

- Le Tiguentourine (Carbonifère supérieur-Permien);
- Le Zarzaïtine (Trias et la majeure partie du Lias);
- Le Taourartine (sommet du Lias-Dogger et Malm);
- Le Djoua (Crétacé inférieur).

✓ **La série de Tiguentourine :** Epaisse de 200m à 250m de couches rouges plongeant doucement vers le Nord. Elle est subdivisée en deux formations séparées par un banc de gypse blanc (Fabre, 2005);

✓ La Formation inférieure épaisse d'une centaine de mètre atteint 155m à l'Est, elle est surtout argileuse, avec de minces bancs gréseux et carbonatés.

✓ La Formation supérieure est discordante sur le Tiguentourine inférieur qu'elle déborde largement et vient, au Nord Ouest, reposer directement sur les calcaires moscoviens. Le gros banc de gypse qui couronne la formation précédente montre une continuité remarquable, avec une épaisseur qui varie de 1 ou 2 m à près de 10 m. Au-dessus viennent des argiles et des grès argileux rouges, à stratifications obliques, typiquement fluviales. Les grès contiennent une forte proportion des grains ronds-mats caractéristiques d'un matériel éolien.

✓ **La série de Zarzaïtine :** reposant en discordance angulaire sur la série de Tiguentourine, elle comprend 120 m de grès clairs, rosâtres, assez tendres et généralement massifs disposant en chenaux emboîtés. On distingue deux termes dans le Zarzaïtine (Achab, 1970 ; Busson, 1972) :

- Un terme inférieur, formé par des grès à galets de quartz et d'argiles alternant avec des lits d'argiles rouges et vertes ;
- Un terme supérieur, gréseux.

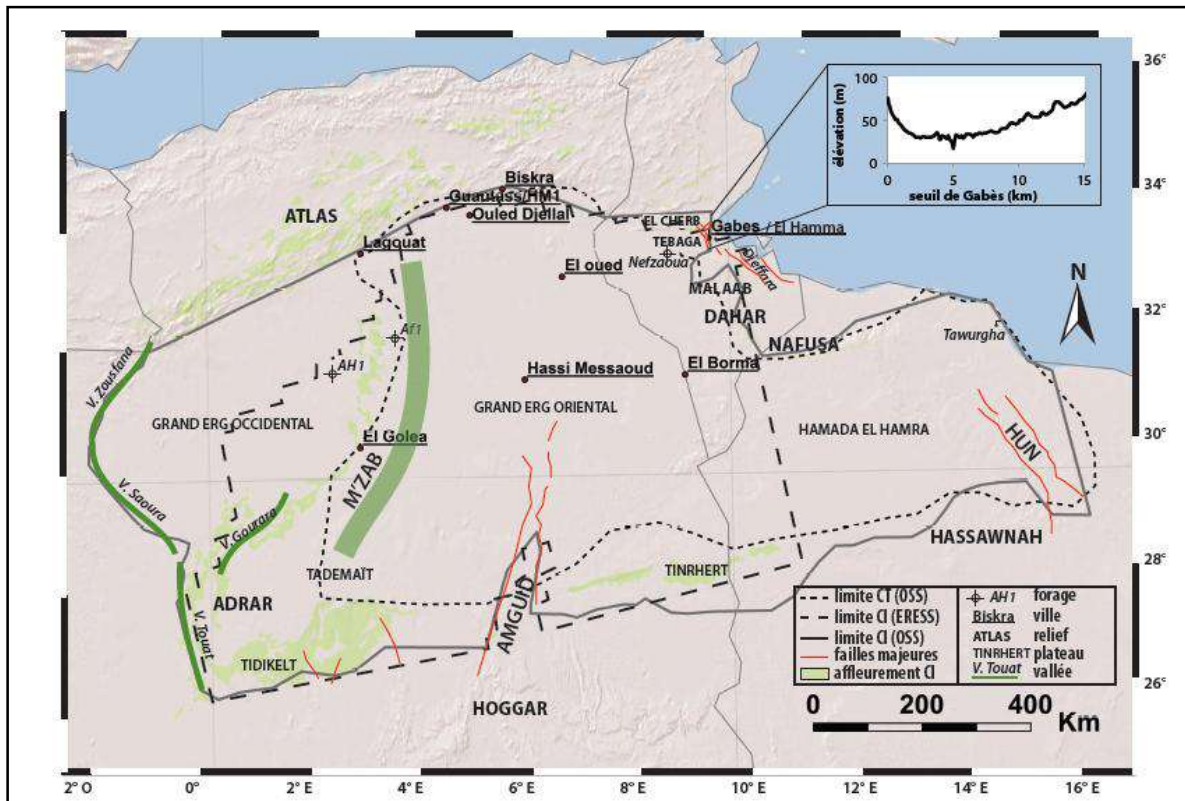


Fig. 1 – Carte d’affleurements des formations du Continental Intercalaire (CI). Structures sédimentaires et tectoniques majeures. Limite du CI des modèles de l’OSS (2003) et de l’ERESS (1972) et du CT de l’OSS Petersen (2014).

✓ **La série de Taouratine :** elle repose en discordance sur la série de Zarzaitine (Lefranc, 1958), épaisse de 250 m. La partie basale de cette série, montre des argiles rouges à violacées, des grès grossiers à stratifications entrecroisées, des grès ferrugineux, des grès quartzites et des grès à dragées. Dans la partie supérieure de cette série, apparaissent des quartzites à grains grossiers et des calcaires gréseux.

✓ **La série de Djoua :** en concordance sur la série de Taouratine, vient un ensemble d’argiles rouges et vertes, épais d’environ 200 m. Ces terrains sont constitués en majeure partie d’argiles bariolées souvent gypseuses et de petits bancs de grès fins avec de minces

passées dolomitiques (Lapparent et Lelubre, 1948). On distingue à la base, des marnes vertes sableuses alternant avec des grès et graviers.

I. 2. 2. Le continental intercalaire du Sahara occidental : dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt, le Continental Intercalaire est daté du Crétacé inférieur, grâce à des découvertes paléontologiques assez nombreuses (Lapparent, 1960 ; Lefranc, 1983). Il repose sur le Paléozoïque en discordance angulaire. Les subdivisions de cette série réduite peuvent être étendues au Tidikelt et au Tanezrouft.

A. Les subdivisions de A.F. de Lapparent (1947) : Il divise le CI de ces régions en quatre horizons constants, d'âge crétacé inférieur.

- **Ensemble A** (25 à 300 m), des argiles rouges, de grès roses et blancs, de grès rouges à stratifications entrecroisées et à lentilles de graviers et dragées de quartz.

- **Ensemble B** : il est formé par une dalle de grès-quartzites, de 1 à 2 m d'épaisseur, très constante, surmontant un conglomérat à bois silicifiés, parfois à troncs d'arbres silicifiés. Ce niveau forme la surface des plateaux qui se suivent de Timimoune à In-Salah en passant par Adrar, Reggane et Aoulef.

- **Ensemble C** : il est représenté par une deuxième série argileuse, de 40 à 100 m de puissance, qui admet des intercalations de grès à dragées "Kerboub".

- **Ensemble D** : Cette assise est remarquable à El-Goléa où les "argiles d'El-Goléa" alternent avec quelques bancs calcaires (Conrad, 1969). Il comprend 60 à 125 m d'argiles rouges à bancs gréseux.

B. Les subdivisions de Lefranc (1983) : il a identifié environ dix (10) formations différentes dans ces régions, composées principalement par de grès, de silts et d'argiles, couvertes par des argiles gypsifères et des niveaux carbonatés. Ces formations peuvent être groupées en deux unités principales :

- Les grès de Néocomien-Barrémien à la base ;
- Les grès d'Albien au sommet.

Ces deux unités sont séparées par un niveau de calcaires gréseux qui a été identifié en surface seulement en deux endroits, mais peut être l'équivalent de la barre aptienne du bassin de l'Oued Mya.

Dans le tiers supérieur des grès du Néocomien-Barrémien, quelques niveaux devenant conglomératiques, c'est une couche aquifère importante dans laquelle des galeries de l'eau ont été forées (Foggaras). La partie principale des grès de Néocomien-Barrémien s'étend sur une bande large de 20-40 km aux contours le pied de plateau de Tademaït. Le dépôt du continental intercalaire se termine par des termes lagunaires du Cénomanién inférieur.

A la base, il débute par 30-50 m d'argiles gypsifères avec des passées de grès fins (Argiles d'El-Goléa), recouvert par 5-10m d'argiles, marnes et calcaires schisteux, Le CI est recouvert par des calcaires massifs marins de Cénomanién supérieur.

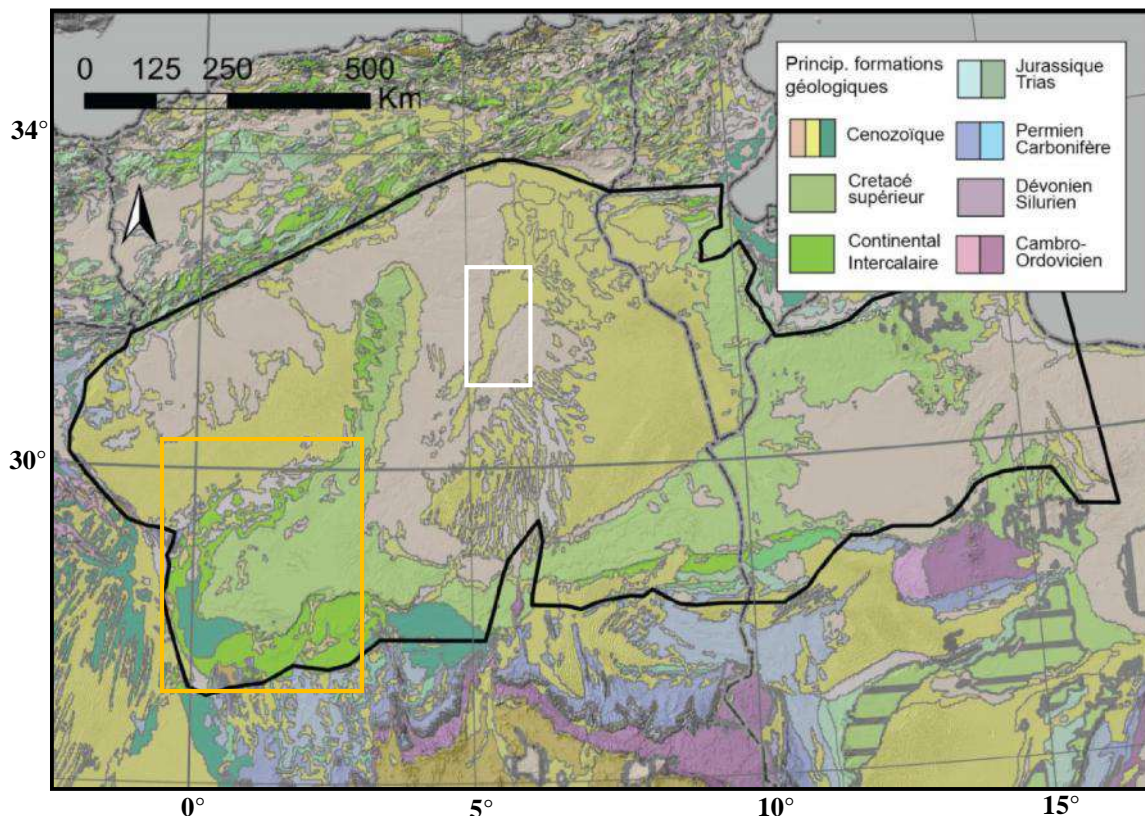


Fig.2 – Carte des affleurements géologiques dans les limites de CI. Extrait de la carte géologique de l'USGS (2002) à 1/30 000 000 modifiée par Petersen (2014). Le cadre blanc représente le secteur oriental de CI, le carré en orange représente le secteur occidental de CI.

I. 3. Forme géométrique de CI : La figure 5 présente les coupes du CI élaborées par l'ERESS et l'OSS. Pour les forages comportant au moins une diagraphie gamma, les lithologies rencontrées sont réparties entre les "grès propres" (moins de 10% d'argile) et les formations "argilo-gréseuses" (de 10% à 50% d'argile) et les "argiles" (plus de 50% d'argile).

Ces coupes montrent la variation d'épaisseur et la profondeur car on remarque que la profondeur augmente en allant vers l'Est, après la dorsale du M'zab, et plus exactement entre 4° et 8° Est et 30° 32° Nord (coupes : B, C, 3 et 4 de fig. 5). Les coupes D et 11 montrent une discontinuité qui peut être expliquée par la présence de failles (faille d'Amguid).

Les zones d'infiltrations et celles de ruissellements sont représentées sur la figure 6. La partie occidentale représente les deux phénomènes (ruissellement et infiltration) mais la partie orientale à l'Est du dorsal du M'zab est juvénile. La limite de ruissellement se localise à l'Est de cette dorsale.

HAMADIAN SERIES	Marine limestone with <i>Neolobues vibrayeanus</i> , <i>Exagyra flabellata</i> , <i>E.olisiponensis</i>	UPPER CRETACEOUS
0° C O N T I N E N T A L I N T E R C A L A I R E	Djoua series	LOWER CRETACEOUS
	Tauratine series	MIDDLE AND UPPER JURASSIC+LIAS <i>pp</i>
	Zarzaitine series	LIAS <i>pro parte</i> -TRIASSIC
	(Continental) Tiguentourine series (lagoonar)	PERMIAN AND UPPER CARBONIFEROUS
POST TASSILIAN SERIES	Marne limestone with various <i>Goniatites</i> and <i>Productus cora</i> , <i>Spirifer trigonalis</i> , etc	LOWER AND MIDDLE CARBONIFEROUS

Fig.3 - Subdivisions dans le Continental Intercalaire des confins Algéro-libyens (Lapparent et Lelubre, 1948 ; Lefranc, 1958).

I.4. Caractéristiques hydrogéologique du continental intercalaire: La nappe du continental intercalaire est captive, à l'exception des bordures. Ces eaux sont caractérisées par une température qui dépasse les 60°C, sauf aux endroits où l'aquifère est proche de la surface du sol.

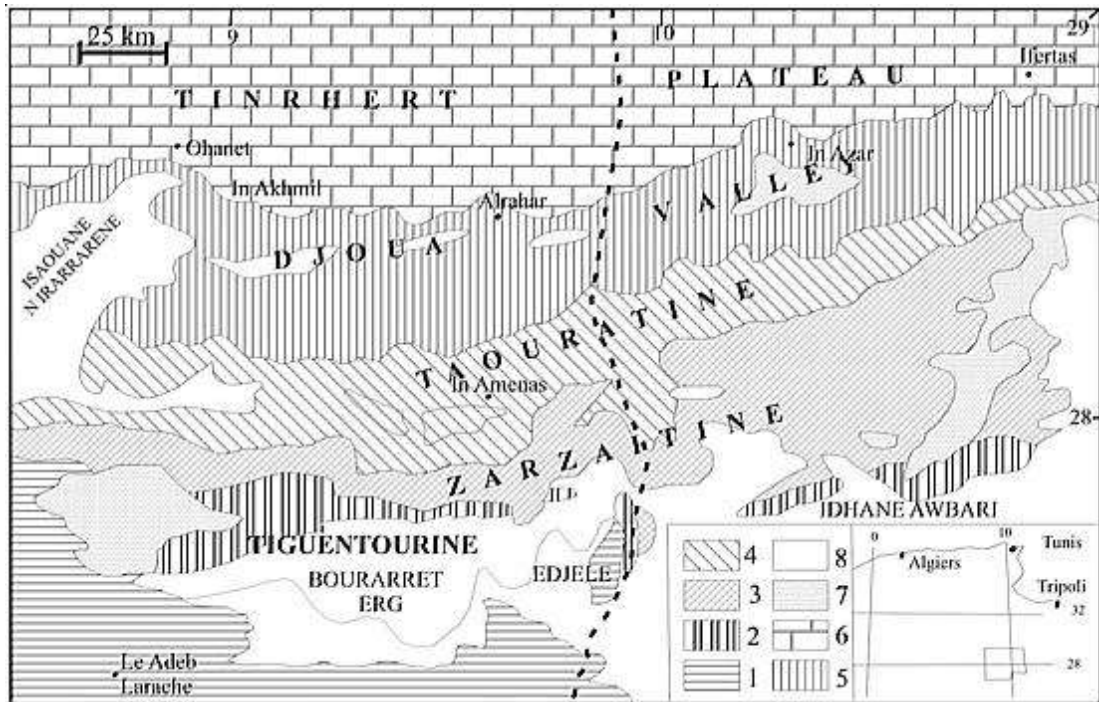


Fig. 4- Carte géologique simplifiée des séries du Continental intercalaire des confins algéro-libyens (Lefranc et Guiraud, 1990).

Le résidu sec de l'eau oscille entre 1 et 2 g/l, il peut atteindre les 5 g/l. La transgression cénomaniennne donne au Continental Intercalaire une limite supérieure beaucoup plus uniforme que sa limite inférieure. Il se termine en biseau sur les anciens reliefs hercyniens et atteint une grande puissance dans les anciennes cuvettes d'accumulation. (ANRH, 2003). L'épaisseur utile de ce réservoir a été déterminée à partir de plusieurs centaines des forages pétroliers et de nombreuses compagnes de géophysique qui ont traversé la totalité des terrains secondaires. Cette épaisseur correspond à la somme des couches perméables (grés et sables argileux) dont la fraction sableuse est supérieure à 50%. Les plus fortes épaisseurs sont localisées à l'Est d'El Goléa, où elles sont comprises entre 750 mètres et 1000 mètres. La vallée de l'Oued Righ enregistre des valeurs inférieures à 350 mètres (Belkseir, 2017).

Suivant plusieurs travaux (Cornet, 1964 ; UNESCO, 1972, 1972 ; Pallas, 1978) :

L'alimentation de la nappe s'est faite en grande partie durant les périodes pluvieuses du Quaternaire, actuellement, son taux de recharge reste faible et s'effectue surtout à partir du piémont de l'Atlas Saharien. La quantité d'eau qui tombe annuellement sur les affleurements du Crétacé inférieur continental est estimée à 2,5 milliards m^3 /an (Belksier, 2017).

Le volume d'eau emmagasiné dans le CI, évalué à 3,5 Milliards m³, représente un débit continu de 1000 m³/s pendant 1000 ans. Les exutoires sont représentées par :

- ✓ **Les foggaras** longues galeries de drainage des eaux, utilisant la topographie locale avec une pente faible pour permettre l'écoulement libre de l'eau vers des points bas (cas du bassin occidental).
- ✓ **Les puits artésiens** (bassin oriental).
- ✓ **Les sebkhas** vastes étendues humides et salines, surfaces évaporantes dont le débit total n'est pas négligeable.

Le toit de la nappe du Continental Intercalaire est formé par les argiles du Cénomanién et affecté par quelques failles importantes. Il s'agit des accidents de la dorsale d'Amguid-El Biod.

Ces failles favorisent les fuites verticales (drainance) vers la nappe du complexe terminal.

Des cartes piézométriques établies par [Cornet \(1964\)](#), [ERESS \(1972\)](#), [OSS \(2003\)](#) font apparaître deux grands bassins sahariens séparés par la dorsale du M'Zâb. Sur la carte établie en 2003 (Fig.7) il en ressort trois domaines hydrogéologiques: le bas Sahara à écoulement d'Ouest en Est; le grand erg occidental, le Touat-Gourara et le Tidikelt à l'écoulement du Nord vers le Sud et le Sud-ouest. Dans le bassin oriental, l'artésianisme très fortes comprise entre 5 et 25 bars, les sens d'écoulement semble être du Nord-Ouest vers le Sud-est pour être repris ensuite par un sens d'écoulement du Sud vers le Nord- est. Les eaux convergent vers l'exutoire tunisien par la faille de Médenine.

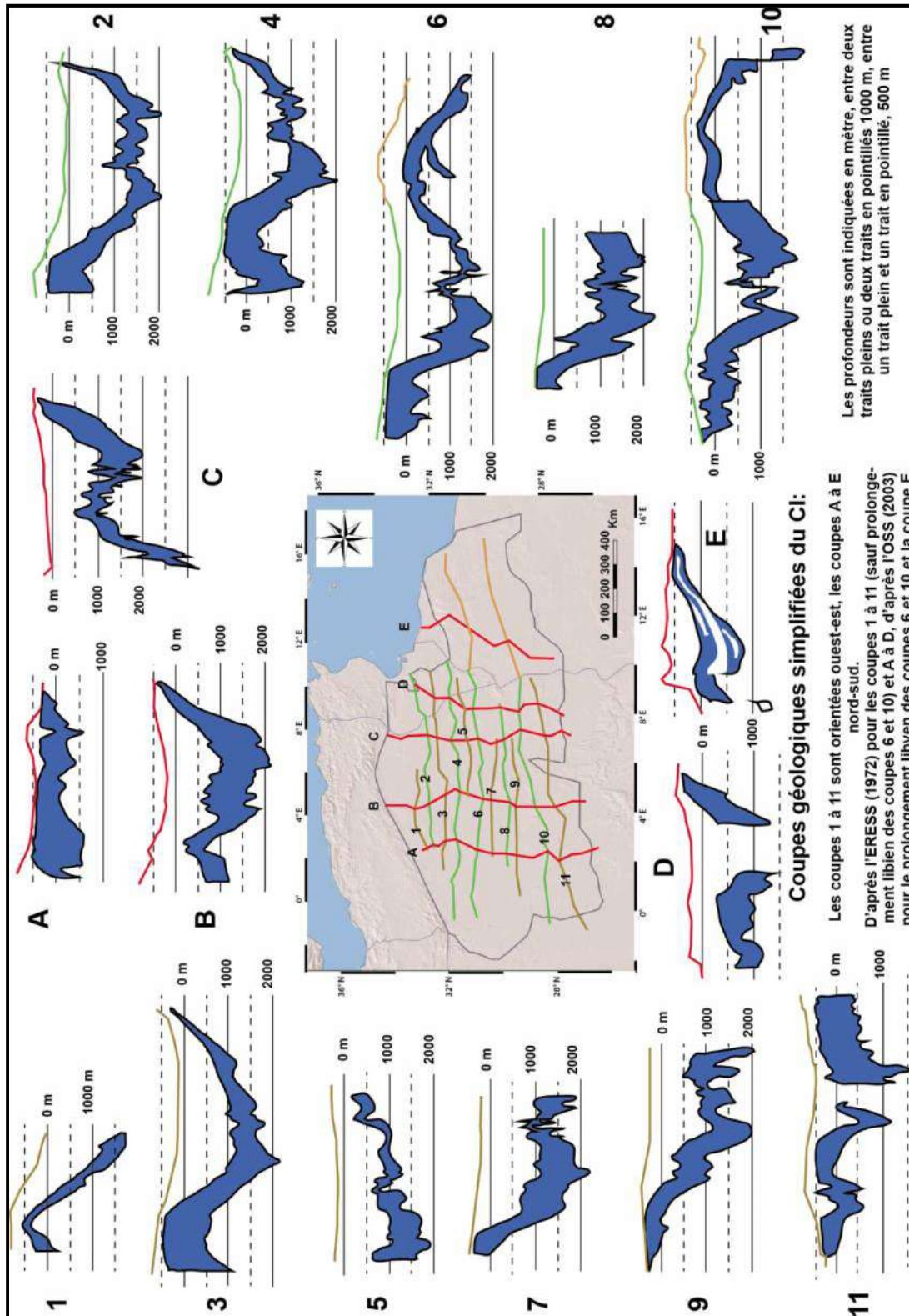


Fig.5 – Seize(16) coupes schématiques issues de données de forages, d'après l'ERESS (1972a) et l'OSS(2002a),

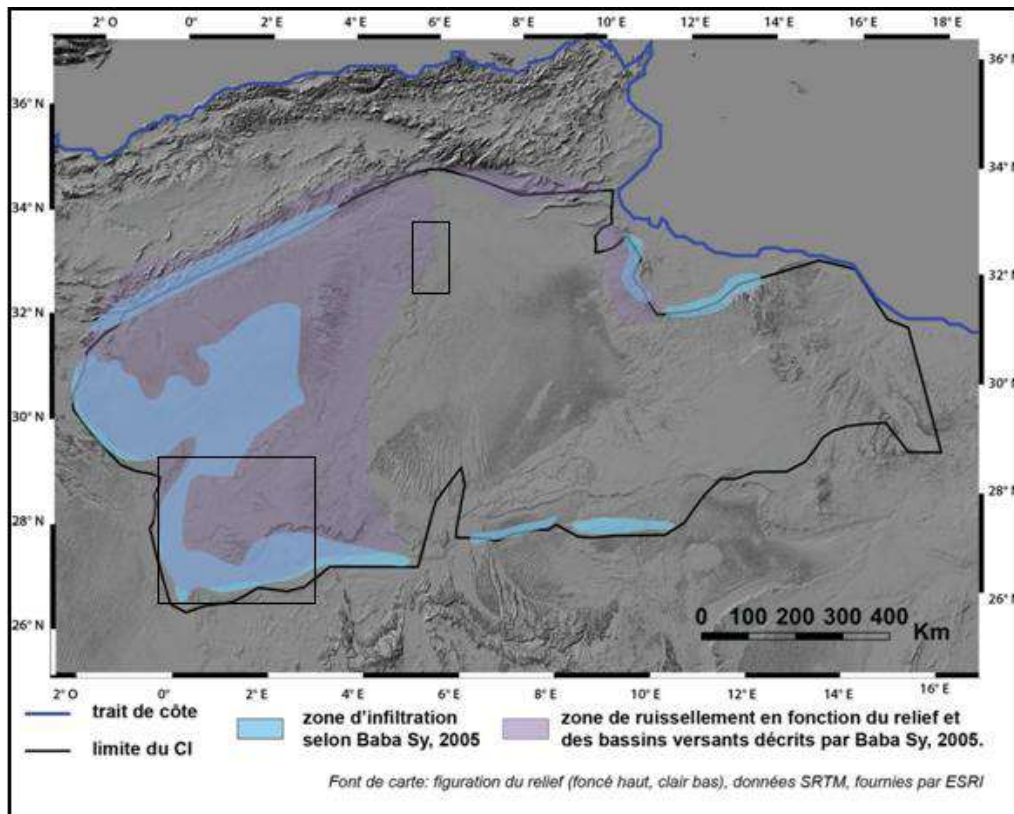


Fig. 6 - Carte des zones d'infiltration et de ruissellement du CI à partir des données de Baba Sy (2005) modifié par (Petersen, 2014). Les deux rectangles représentent les zones d'étude.

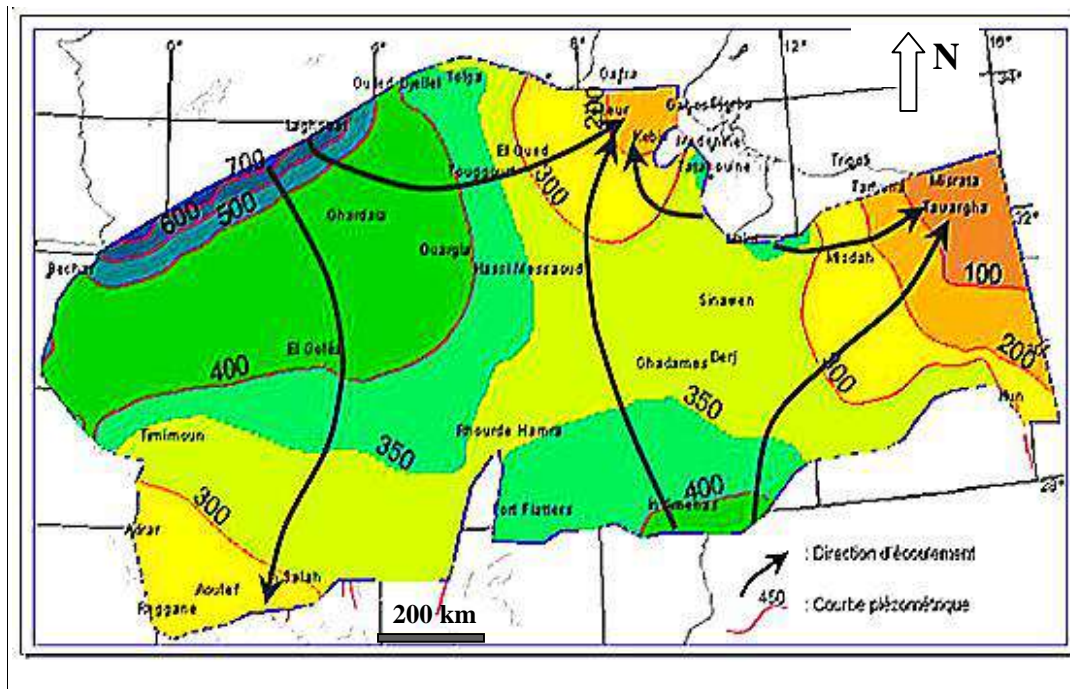


Fig.7- Carte piézométrique de la nappe du continental intercalaire. SASS (2003).

Chapitre II

Géologie régionale et locale

Chapitre II : Géologie régionale et locale

Introduction

Nous présentons dans ce chapitre l'histoire géologique de la plateforme saharienne, la tectonique et les traits structuraux des bassins de la région et la répartition des faciès du Mésozoïque; en s'aidant d'une synthèse de plusieurs publications scientifiques fréquemment citées (Bellion, 1989 ; Guiraud et al. 2005 ; Craig et al. 2008 et Sylvain, 2012...).

Par ailleurs, nous abordons la géologie locale de la région de Hassi Messaoud et la partie Nord-est d'Oued Mya suivant la répartition des logs stratigraphiques étudiés.

II. 1. Histoire géologique de la plateforme saharienne

II. 1. 1. Au Précambrien : L'histoire géologique et géodynamique du Précambrien du Sahara est scellée par l'orogénèse panafricaine. 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 (Sylvain, 2012).

D'après la figure 8, trois méga-blocs formés de la séparation du supercontinent Rodinia se rejoignent pour former le Gondwana, Au Néoprotérozoïque. Le cycle orogénique panafricain qui conduit à la mise en place de plusieurs zones de suture.

En Afrique du Nord, le Craton Ouest Africain (WAC), a joué le rôle d'un bloc rigide en marge duquel s'est concentrée la déformation. Ainsi que la mise en place de la zone de suture Trans-Saharienne, qui s'étend du Nord Sahara jusqu'en Amérique du Sud, elle montre une orientation des structures en N-S parallèle à la suture avec le WAC (fig. 9).

Les cratons précambriens, ainsi que les ceintures panafricaines sont traversés par de nombreuses failles larges qui agissent comme des failles de décrochement sub-verticales. Il existe aussi des décrochements dextre N-S comme la zone des failles 4°50' (Guiraud et Alidou, 1981 ; Caby, 1989). Des centaines d'autres failles d'importances secondaires existent aussi dans ce grand domaine. Les principales zones reconnues dans l'Afrique du Nord et l'Afrique centrale sont illustrées sur la figure 9.

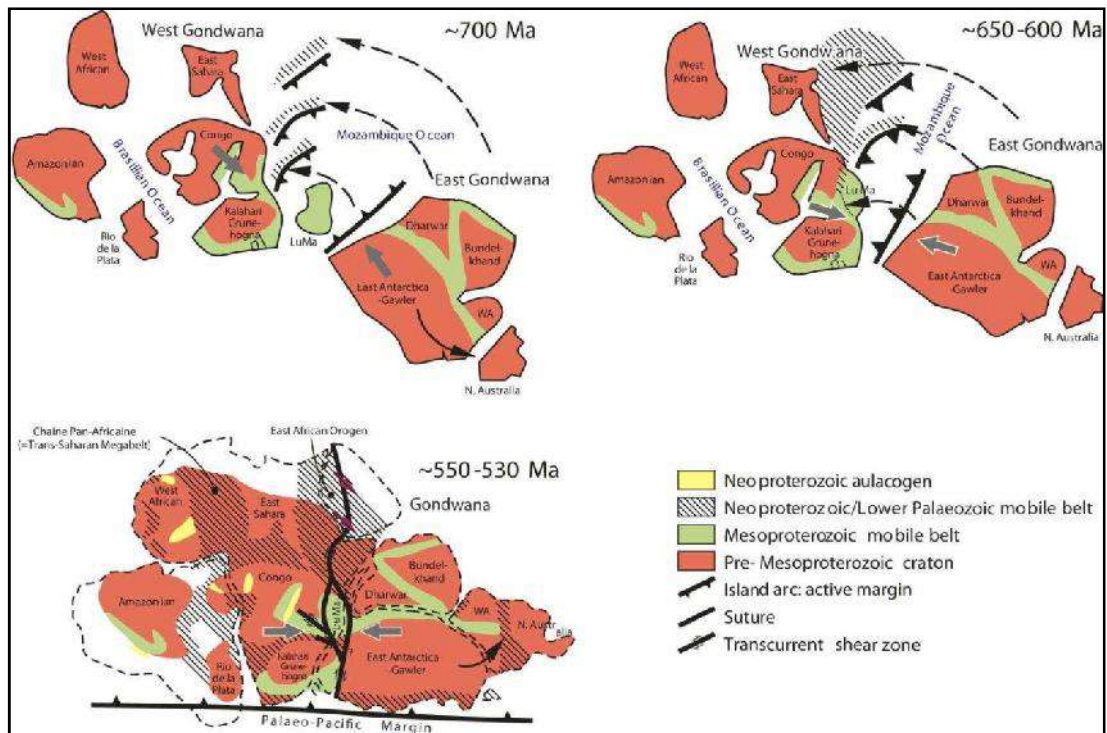


Fig.8 – Reconstitution paléogéographique illustrant l'évolution du Gondwana au cours du cycle panafricain (Craig et al.2008).

Selon [Sylvain Rougier \(2012\)](#) : l'épisode panafricain a structuré en profondeur la lithosphère saharienne, lui conférant des caractéristiques particulières qui vont avoir une influence de premier ordre sur les événements futurs. En effet, 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 paléozoïques en définissant des zones hautes et des zones subsidentes (structure en arches et bassins). Le jeu fréquent de ces failles est le responsable de l'évolution tectonique régionale et locale. ([Guiraud.2005](#)).

II. 1. 2. Du Cambrien au Dévonien: À la fin de l'orogénèse panafricaine, le Sahara est aplani, et une importante séquence de sédimentation commence (la couverture tassilienne). ce qui va engendré la formation des séries des bassins paléozoïques nord- africains, remplis par des sédiments cambro-ordoviciens, puis dévoniens, qui affleurent aujourd'hui en cuestas autour du bouclier Touareg ([Sylvain, 2012](#)).

Au début du Cambrien, et pendant tout le Paléozoïque inférieur le Sahara est en cours d'aplanissement et sa position proche du pôle Sud va favoriser la mise en place de systèmes sédimentaires glaciaires et autres en provenance du Sud (fig. 10). A la faveur de rejeux tardi-panafricains dans le Bouclier Touareg et de l'érosion de la chaîne, des bassins où se déposent des séries molassiques se forment localement (Fabre, 2005).

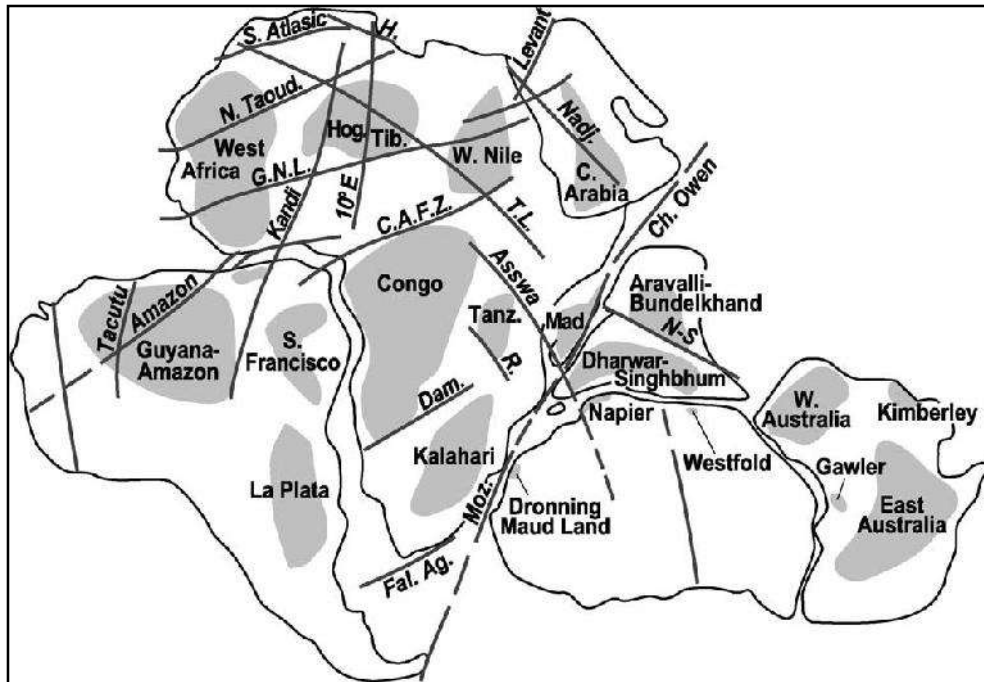


Fig.9 - Zones de failles majeures du Gondwana, d'après Guiraud et al. (2000).

Apparents cratons archéens et paléoprotérozoïques en gris. Ag, Agulhas; C, Central; CAFZ, Zone de faille d'Afrique centrale; Ch, chaîne; Dam, Damara; Fal, Falkland; GNL, linéaments guinéen – nubien; H, Hodna; Hog, Hoggar; Moz, Mozambique; N-S, Narmada-Son; N Taoud, North Taoudenni Linéament; R, Rukwa; Tanz, Tanzanie; TB, Trans-Brasilano; Tib, Tibesti; TL, Tibesti Linéament. La courbure apparente du linéament Tibesti est due à la projection.

Le meilleur exemple en est les «Séries Pourpres de l'Ahnet», qui témoignent d'incursions marines et pouvant atteindre localement 6km d'épaisseur. La base des sédiments aurait atteint 250°C d'après Caby (2003).

La seconde moitié du Cambrien, les rejeux panafricains tardifs sont terminés et une phase de sédimentation plus calme s'installe.

De manière générale, des couches de grès, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur se déposent sur tout le Sahara, avec une sédimentation marine dans les bassins sahariens au Nord, de faible bathymétrie dans les séries en marge Nord du Hoggar et continentale au Sud (Fabre, 2005).

Cette série va former l'ensemble morphologique des Tassilis internes, affleurant actuellement en cuestas autour du bouclier Touareg. Les variations d'épaisseur dans ces séries indiquent que certaines régions seraient restées des points hauts, comme Amguid dans la marge Nord du Hoggar (Guiraud, 2005).

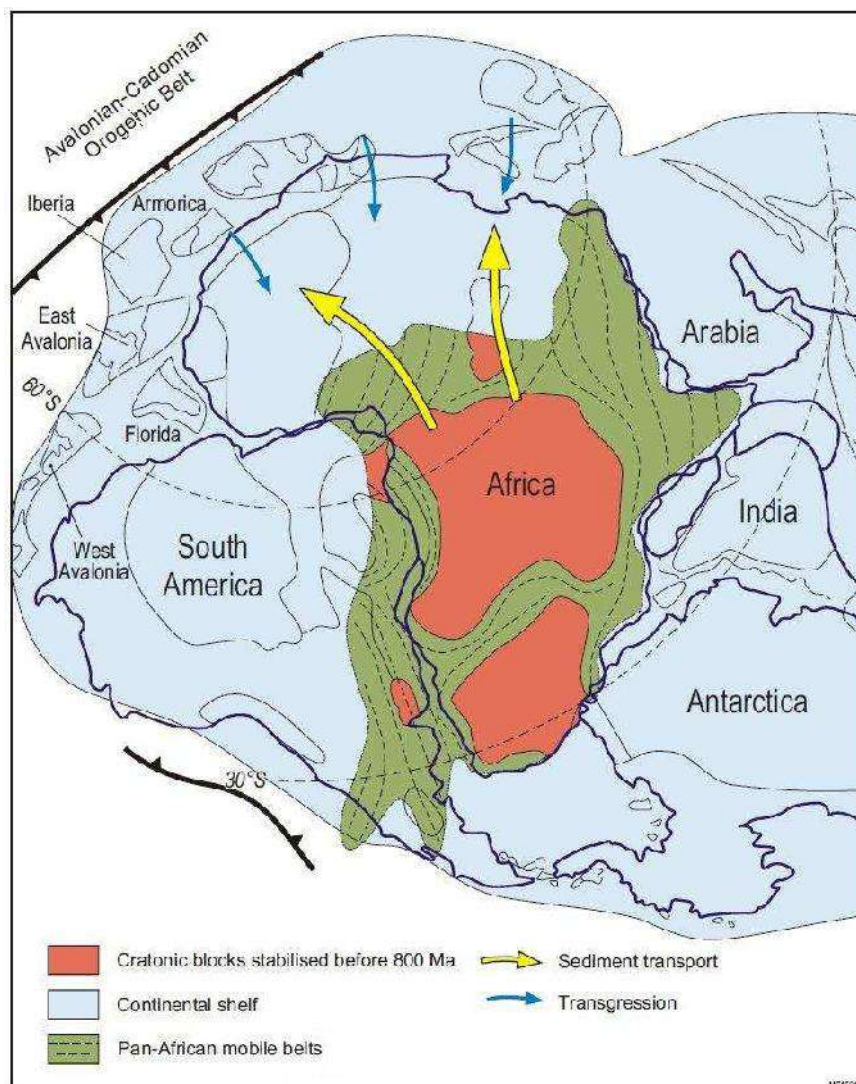


Fig.10 – Paléogéographie du Gondwana au Paléozoïque inférieur (Craig et al. 2008).

La transition Cambrien – Ordovicien, accompagnée d'une phase tectonique dite «sardinienne» (Fabre, 1988), entraîne quelques hiatus (discontinuités) dans les séquences sédimentaires de la région.

L'Ordovicien reste le siège d'une sédimentation massivement gréseuse, continentale sous marine en fonction des latitudes, façonnée par des cycles de régression-transgression.

Durant l'Ordovicien moyen au supérieur, une déformation transpressive réactivant des structures panafricaines Nord-Sud s'exprimerait depuis les bassins d'Ahnet jusqu'à Murzuq (Beuf et al., 1971; Craig et al., 2008).

La transition Ordovicien –Silurien est marquée par une phase tectonique dite «taconienne». Le Silurien, d'abord caractérisé par une déglaciation associée à une forte transgression, sera ainsi discordant sur les séries précédentes (Craig et al., 2008).

La transition avec le Dévonien est marquée par des hiatus et des discordances dans les séries sédimentaires siluriennes, traduisant un évènement tectonique, qui s'appelle la phase calédonienne, indiqué par un raccourcissement NW-SE, et accentuerait le développement des arches, notamment celles des flancs Sud et Sud- Ouest de Ghadamès (Craig et al., 2008).

Le début du Dévonien est marqué par une régression générale, associée au dépôt de grès continentaux à marins de faible profondeur. Morphologiquement, ces dépôts forment un deuxième ensemble majeur, les Tassilis externes. Durant la suite du Dévonien, au Sahara la sédimentation varie entre des grès et des conglomérats fluviaux à des faciès marins peu profonds.

Le Dévonien Supérieur généralisé dans le domaine du Nord Gondwana, a causé une importante discordance dans les domaines sahariens et arabiques, marquant la transition avec le Carbonifère. Il est enregistré de la rotation de blocs, des soulèvements de dômes et du plissement local associé à des jeux de failles N-S. Ces déformations, favorisant la mise en place de horsts et de grabens, accentueraient fortement la morphologie en arches et bassins (figs. 11;12) et pourraient être corrélées à des modifications thermiques de la lithosphère (Frizon de Lamotte et al., 2012).

Le Dévonien moyen et le Dévonien tardif ont été créés par la mise en place des dépôts transgressifs, ces derniers correspondent généralement aux formations des schistes riches en matières organiques « Argile radioactive » le long des bassins Algéro - Libyens.

Le domaine de la plate forme saharienne a été le siège d'une sédimentation approximativement continue pendant le Paléozoïque, ainsi que de nombreux mouvements verticaux de certaines zones de socle, dessinant un système en arches et bassins pendant les épisodes tectoniques (figs. 11 et 12).

II. 1. 3. La Phase hercynienne: Appelée aussi l'orogénèse varisque liée à la fermeture de la Proto-Téthys et à la collision entre le Gondwana et le Laurasia, elle débute dans le Sahara durant le Carbonifère et entraîne la réactivation des structures préexistantes et l'accentuation de la morphologie en arches et bassins.

Le Carbonifère va venir celer la discordance liée aux épisodes extensifs tardi-dévonien. Une tectonique est détectée à cette période, notamment dans le bassin de Murzuq, elle serait intensifiée au Carbonifère supérieur, ayant un effet de soulèvement de toute la plateforme saharienne. De ce fait, une sédimentation terrigène continentale est en place, cédant la place au Continental Intercalaire dans le sud du Sahara (Sylvain, 2012).

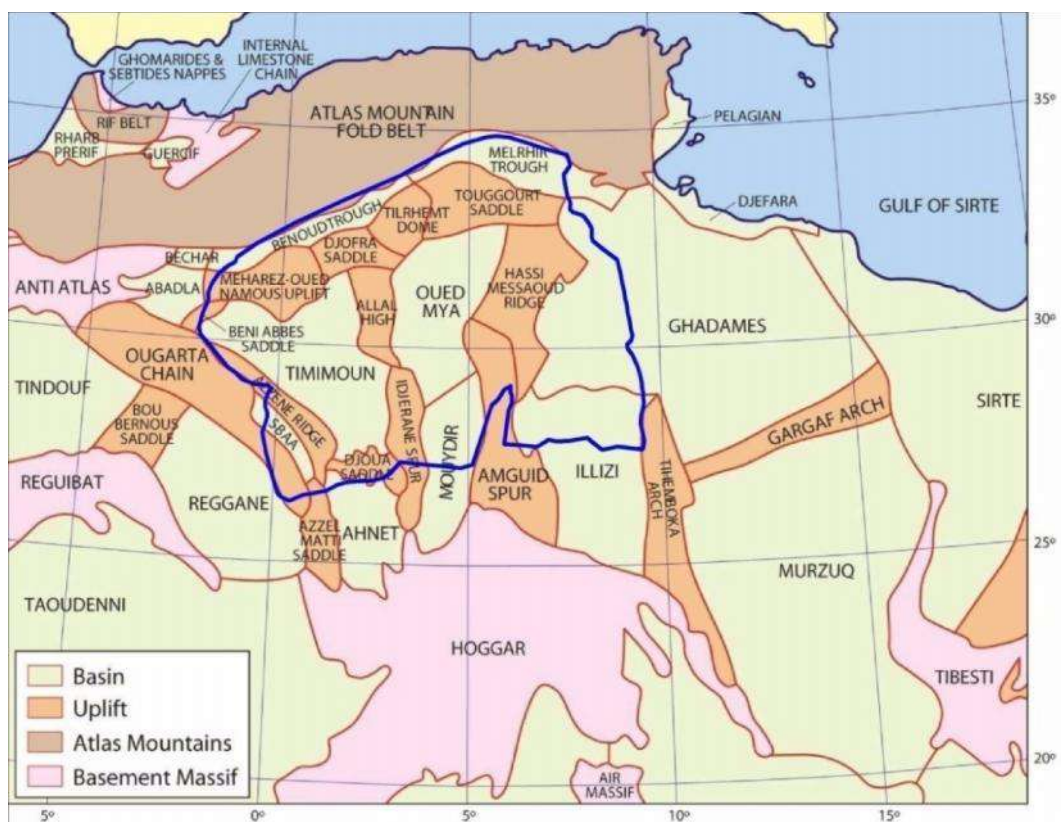


Fig.11- Arches et bassins en domaine saharien (Craig et al.2008) modifié. La ligne en bleu représente la limite de CI.

Les déformations varisques les plus importantes, tardi carbonifère – début Permien, sont enregistrées dans les chaînes du Nord de l’Algérie et du Maroc, Au Sud de l’Algérie, à l’intérieur de la plaque, c’est au Permien Inférieur que le pic de déformation serait enregistré, avec un raccourcissement E-W à ENE- WSW (Zazoun, 2001), associé à un faible dépôt continental dans les Bassins Sahariens. Lors de cet épisode, la marge Nord du Bouclier Touareg est déformée, avec une réactivation des structures N-S en décrochement sénestre (Sylvain, 2012). La figure 12 montre la continuité des déformations varisques orientées N-S du Bouclier Touareg dans les Bassins Sahariens, quelles que soient les phases : hercynienne ou alpine. La rotation significative des structures autour des marges du WAC (structures N-S dans le Hoggar, N135° dans l’Ougarta et E-W au Nord de Tindouf) et les structures du Sahara central, du Hoggar oriental qui semblent s’organiser autour de terrains visiblement plus rigides (régions d’Illizi, Ghadames) est signalée par l’impact de premier ordre de la rhéologie lithosphérique sur la genèse des bassins.

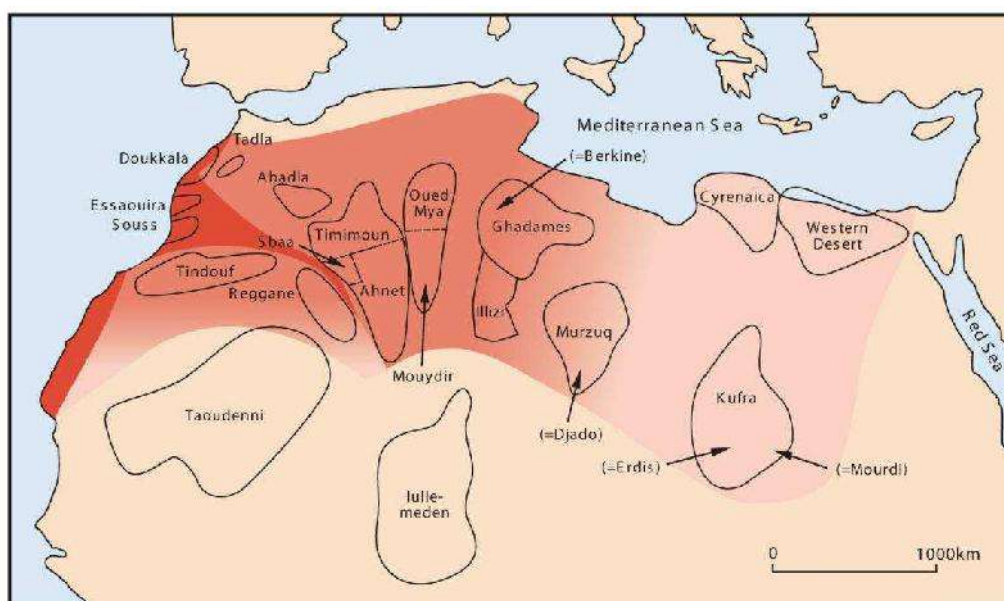


Fig.12- Carte d’intensité de la déformation varisque d’après Craig et al. 2008 modifié par (Sylvain, 2012).

II. 1. 4. Du Tardi -Carbonifère au Crétacé inférieur : A la fin de l’épisode hercynien et la Pangée assemblée. Des phénomènes extensifs apparaissent au centre de la Pangée, au niveau de l’ancienne suture hercynienne, à partir de 230Ma. Ils permettent les dépôts de séries Triasiques et Jurassiques dans les parties septentrionales du Sahara (Sylvain, 2012).

A 201Ma, une vaste province basaltique, la province magmatique centre – Atlantique (Central Atlantic Magmatic Province, CAMP) se met en place dans cette région (mais s'étend également plus loin, sa surface étant estimée à plus de 10 millions de km², (Foulger, 2010); (Fig. 13).

En domaine saharien, des dykes mafiques, des sills et des coulées se mettent en place. Ces systèmes ne sont décrits que dans le WAC ; en effet on n'en retrouve pas de traces à l'Est de la suture cratonique.

Les âges permien et le raccourcissement E – W vers ENE – WSW caractérisent la ceinture des Mauritanides et le sud de l'Algérie (Haddoum et al., 2001). Cette évolution apparaît à la suite de la fermeture progressive de l'océan de Paléotéthys, du nord au sud (Ziegler, 1989; Matte, 2001), et de la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de la plaque africaine pendant le Carbonifère au début du Permien (Merabet et al., 1990).

A partir du Jurassique Supérieur, de larges bassins intracontinentaux fluvio-lacustres vont se développer, formant les séries du Continental Intercalaire. Elles traduisent d'importants apports détritiques, provenant de l'érosion de reliefs générés par de rejeux de failles ou des soulèvements localisés d'arches.

L'ouverture de l'Atlantique Sud induit une tectonique extensive en Afrique de l'Ouest, générant un ensemble de fossés E-W et NW-SE. Un changement dans les directions de contraintes intervient à l'Aptien inférieur (phase Autrichienne), autour de 119-120Ma. Les Bassins sahariens ont subi une compression E-W (Guiraud et Maurin, 1992).

Le Crétacé supérieur est marqué par des transgressions majeures au Cénomanién. Durant la fin du Jurassique, une subsidence du socle du bouclier Touareg, le Crétacé Inférieur, est envisagée, par la mise en place de l'importante sédimentation détritique continentale dans les bassins par une forte érosion.

Le Trias et le Jurassique Inférieur ne sera cantonné qu'aux Bassins Sahariens Septentrionaux (Nord de l'Oued Mya, Ghadames).

D'après Bussonet Cornée (1991): L'Albien dans la partie Nord-Est, les grès sont fins à pélitiques. Des grès à grains moyens, des graviers ou des galets apparaissent sur les marges Ouest(Mzab), Sud-ouest (Tademaït) ou Sud (Tinhert) (Fig.14).

Le Continental Intercalaire dans les Bassins Sahariens est interprété comme résultant d'un grand système deltaïque (Lefranc et Guiraud, 1990); (Fig.15) qui prendrait sa source dans les hauts topographiques à l'Ouest (l'Ougarta) et au Sud (Bouclier Touareg). Cet appareil sédimentaire serait perturbé par un important épisode de déformation au Crétacé Inférieur (Fig. 16).

Les anciennes structures panafricaines N-S, plusieurs fois réactivées durant le Paléozoïque, vont alors subir des rejeux, principalement en décrochement sénestre (Aït Hamou et al., 2000; Craig et al., 2008). Cette déformation traduit une phase de serrement E-W, dite «autrichienne», qui serait liée à la rotation antihoraire de la plaque Afrique, induite par l'ouverture généralisée de l'Atlantique à l'Albien (Fig.16) (Guiraud et Maurin, 1992; Craig et al., 2008).

II. 1. 5. Le Crétacé supérieur : Au Crétacé supérieur, la convergence Eurasie-Afrique implique la fermeture progressive de la Téthys alpine et de la Néo-Téthys (Frizon de Lamotte et al., 2011). Une principale phase tectonique est enregistrée dans le Sahara : une modification de la cinématique des plaques génère une accélération abrupte de l'Afrique par rapport à l'Europe, et une compression orientée N130° à N160° (Guiraud et al., 2001 ; Guiraud,2005). Parallèlement à ces déformations, les bassins sahariens, subissent d'importantes transgressions et retrouvent une sédimentation marine, souvent marquée par des dalles calcaires. En effet, la hausse du niveau marin entraîne la mise en place de grandes plateformes carbonatées qui viennent chapeauter les formations continentales précédentes. Les dépôts sont marins (Fig. 17) sauf lors de brèves régressions.

Les apports détritiques venant du S-SW sont nettement réduits (Fabre, 2005). Des travaux pour reconstruire numériquement la géométrie des couches post-hercyniennes dans les bassins mésozoïques Sahariens, ont été réalisés par la société TOTAL 2012 (Sylvain, 2012). Cinq coupes issues de ces travaux sont présentées (Figures 18, 19, 20, 21 et 22), confirment les éléments présentés précédemment. Au début du Mésozoïque, l'ouverture de l'Atlantique central induit de l'extension et une subsidence qui permet le dépôt de Trias et de Lias, principalement dans les parties Nord-Est des Bassins sahariens.

Il semblerait que les arches jouent le rôle de barrières sur les quelles les dépôts du Trias et Lias viennent buter en on lap. Par la suite, les dépôts du Continental Intercalaire sur montent

ces arches, et viennent se déposer jusqu'aux régions Sud-ouest (Sylvain, 2012).

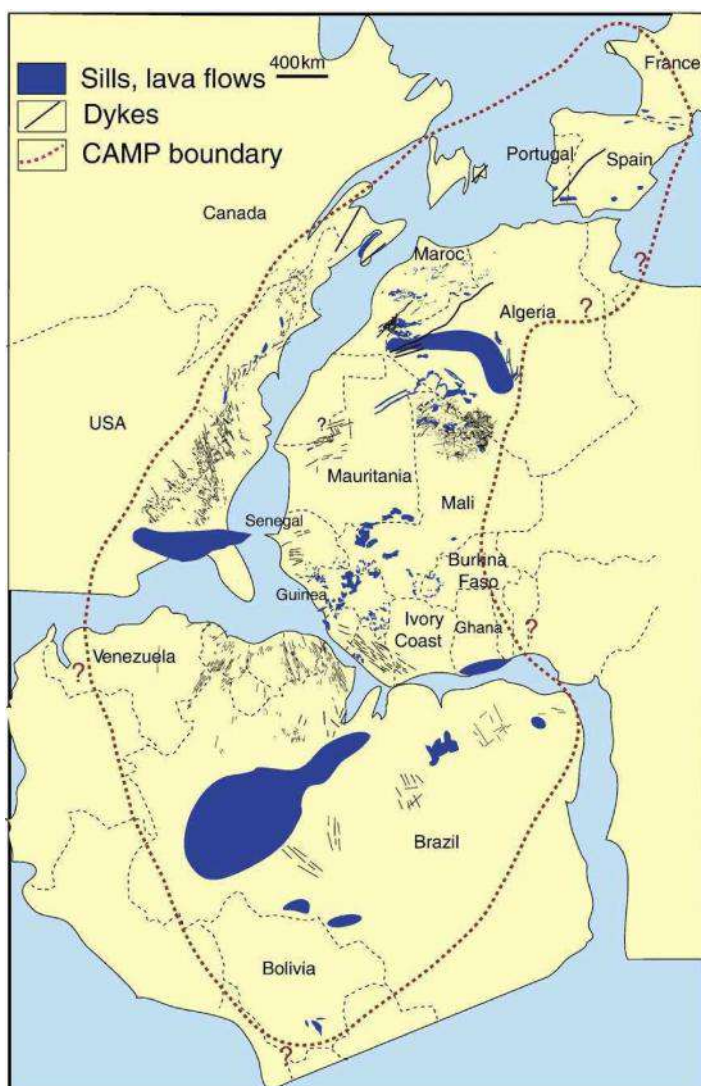


Fig.13 - Localisation schématique du CAMP (Coltice et al.2008).

Des déformations, cachetées par le Crétacé Supérieur, s'opèrent pendant le Continental Intercalaire. D'après Sylvain (2012), la coupe E montre des grands plis d'axe N-S (et non des accidents, car la zone serait très peu faillée) qui seraient liés à la phase de compression autrichienne à l'Albien. Ces déformations s'amortissent en allant vers le Nord (elles sont absentes dans la coupe D).

Les coupes A et C montrent une importante arche allongée en E-W. D'après Sylvain (2012), l'importante arche entourée en rouge sur les coupes A et B, bien qu'allongée en E-W, serait

réactivée lors de la phase autrichienne. Cela traduit la complexité de cet évènement.

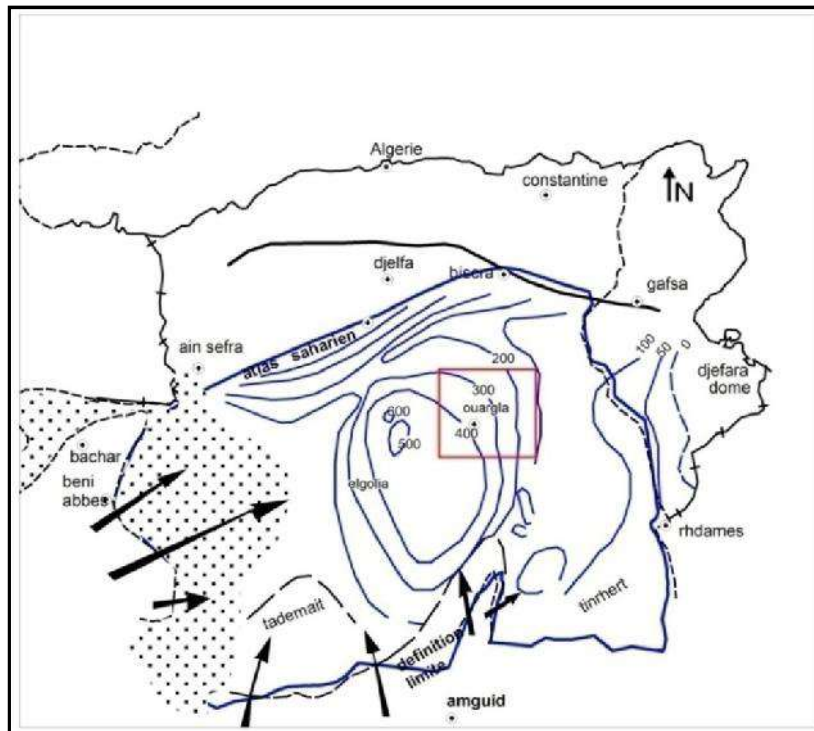


Fig.14- Carte d'épaisseur de l'Albien gréseux Busson et Cornée (1991).

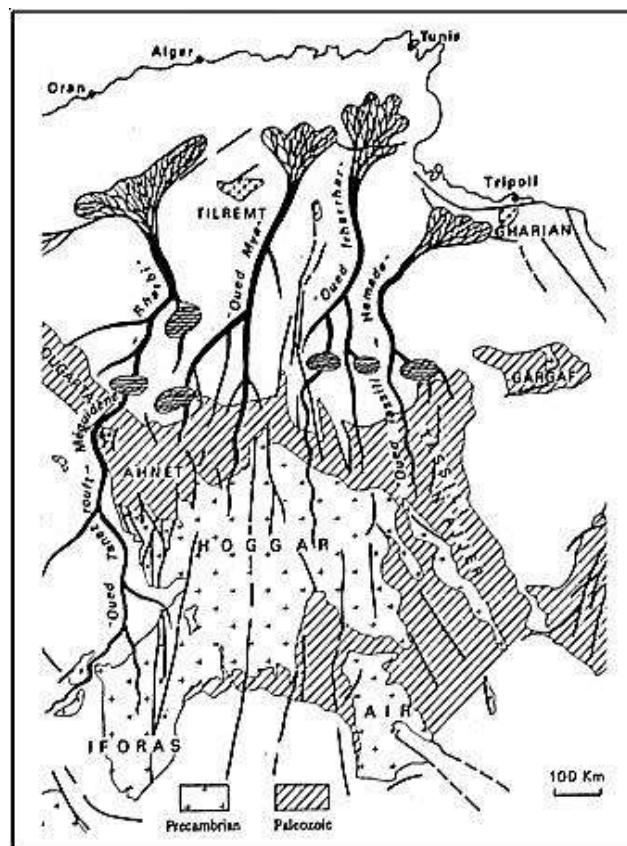


Fig.15- Esquisse de la géographie du Sahara pendant le Crétacé Inférieur, d'après Lefranc et Guiraud (1990).

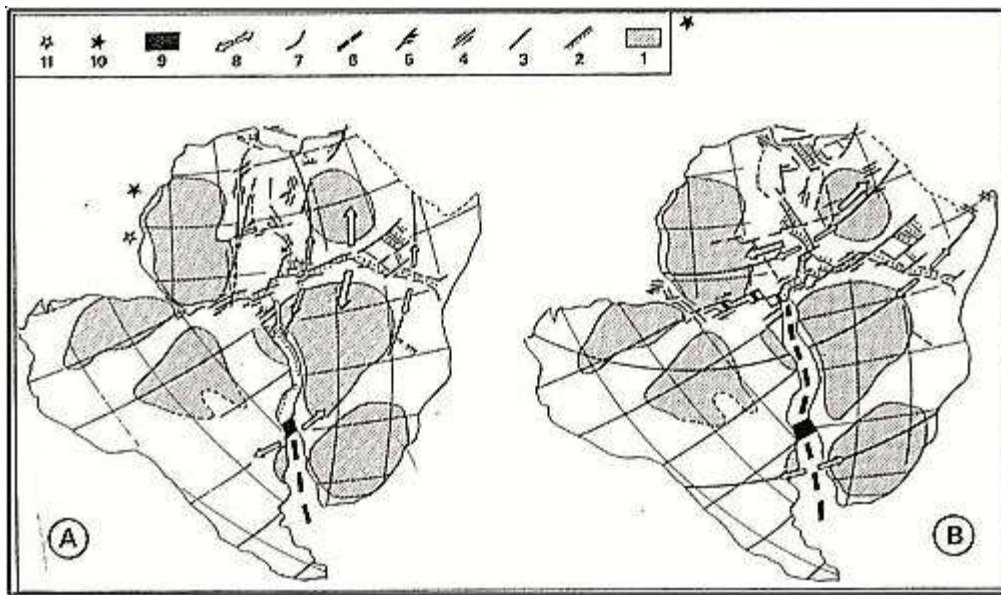


Fig. 16 - Les deux étapes du développement des rifts africains pendant le Crétacé Inférieur, avec le Barrémien (A) et l'Albien (B), d'après Guiraud et Maurin (1992). 1: craton; 2: rift; 3: faille active; 4: faille décrochant majeure; 5: zone de compression en extrémité

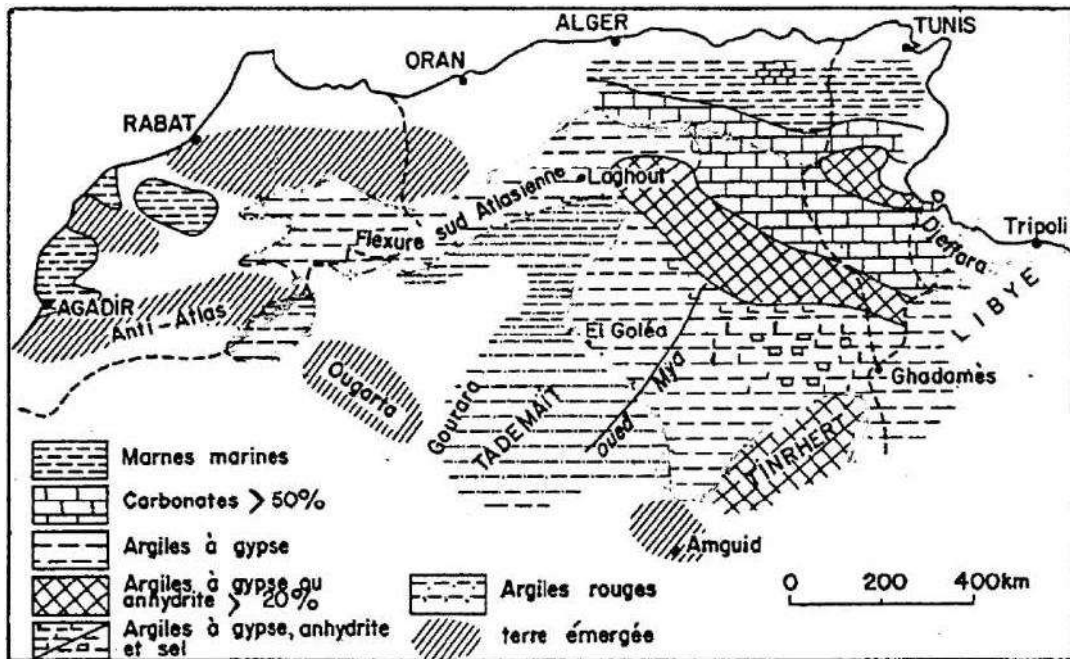


Fig. 17 - Schéma de la répartition des faciès dans les bassins Sahariens au Cénomaniens, modifié par Fabre (2005) d'après Busson (1971).

II. 1. 6. Paléogène : Au Paléogène la mer s'étend sur les Bassins Sahariens, en continuité avec les dépôts du Crétacé Supérieur. A partir de la fin de l'Eocène, la sédimentation devient progressivement continentale, et traduit la présence de nombreux systèmes lacustres (Fabre,2005).

II. 1. 7. Mio –Pliocène -Quaternaire : Dans les Bassins Sahariens, le Néogène est continental et porte le nom de Continental Terminal, il pourrait atteindre 150m d'épaisseur. D'après Fabre (2005), les régions les plus méridionales (Tinhert, Nord de l'Ahnet) enregistreraient des dépôts grossiers (sables et graviers) post-miocènes.

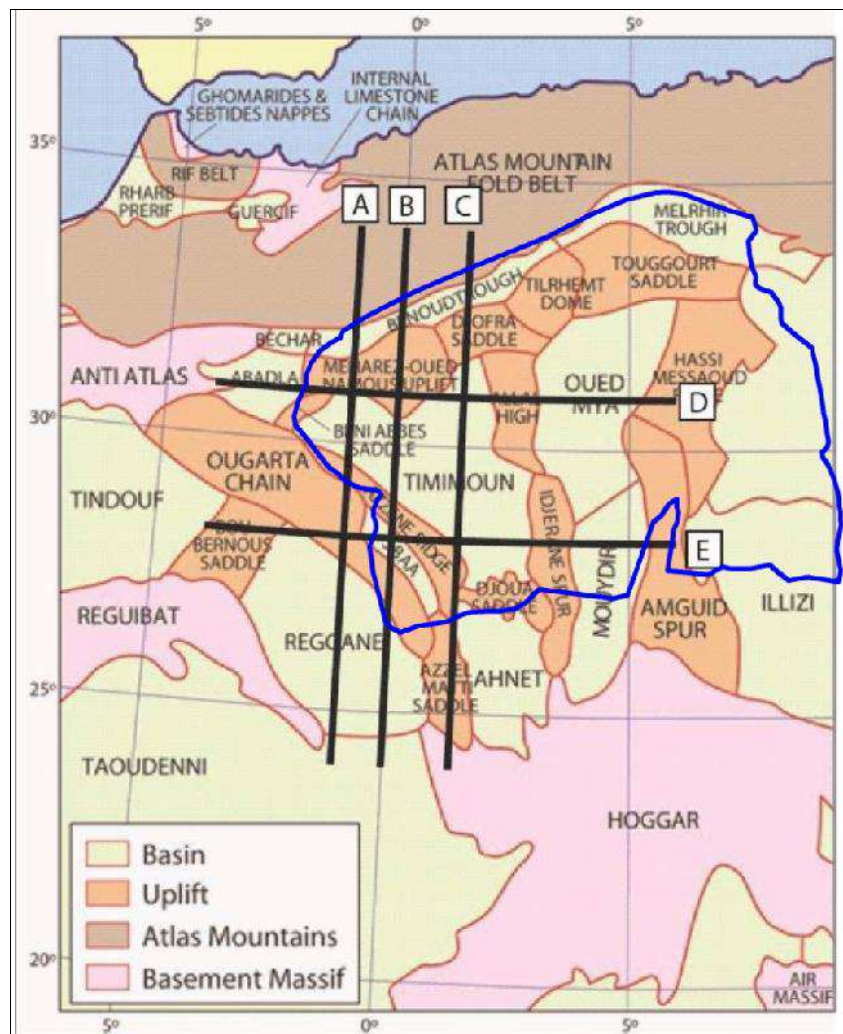


Fig.18 - Position des coupes dans les Bassins Sahariens (Sylvain, 2012) modifié.

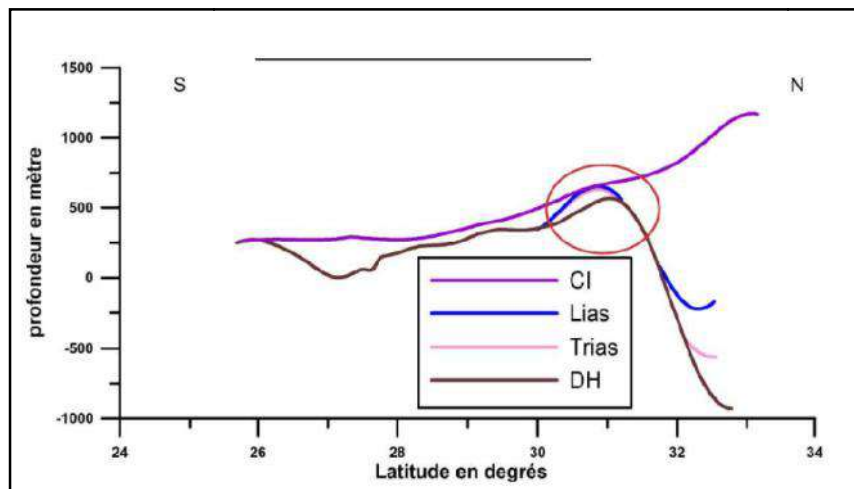


Fig.19- Coupe A. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI: Continental Intercalaire; DH: discordance Hercynienne. La forme rouge entoure une arche majeure.

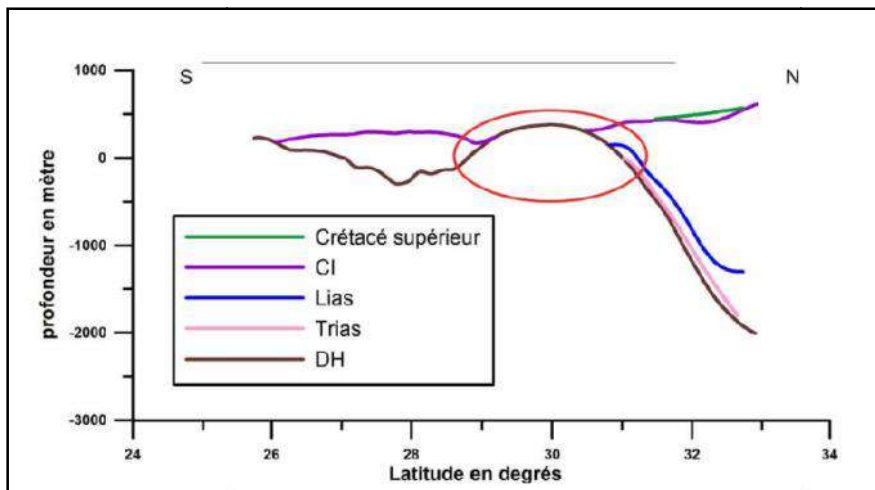


Fig.20- Coupe B. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI: Continental Intercalaire; DH: discordance Hercynienne. La forme rouge entoure une arche majeure.

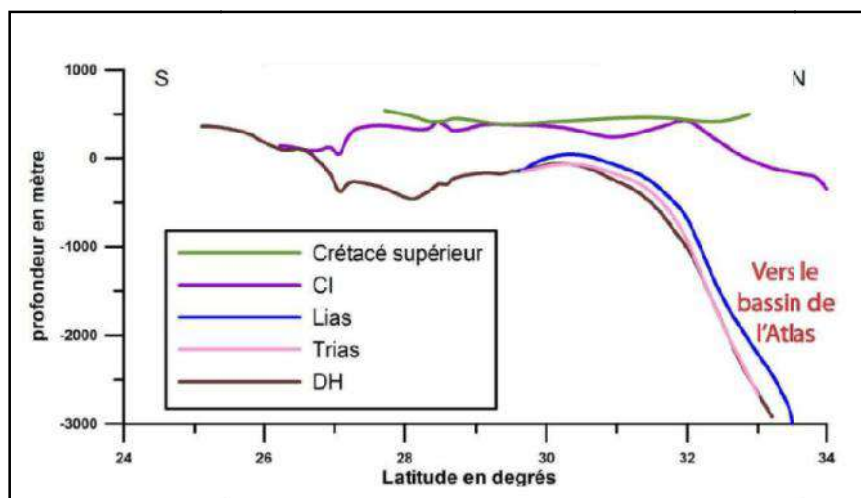


Fig.21- Coupe C. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances.

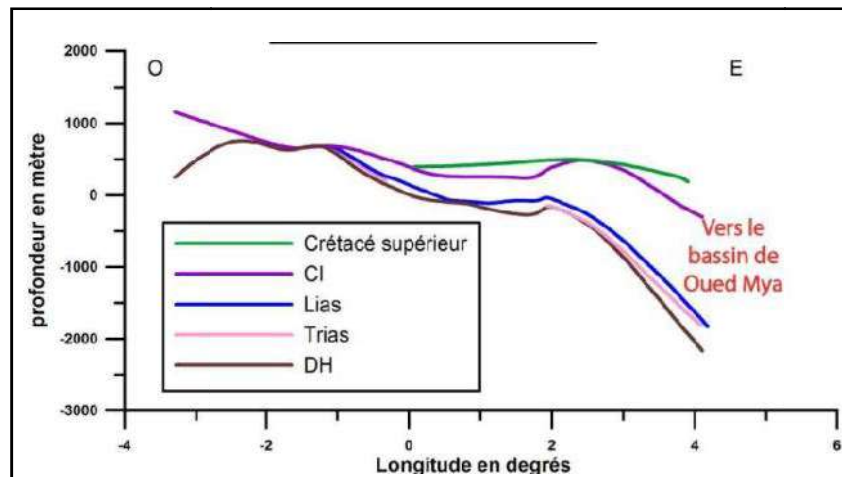


Fig.22- Coupe D. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances.

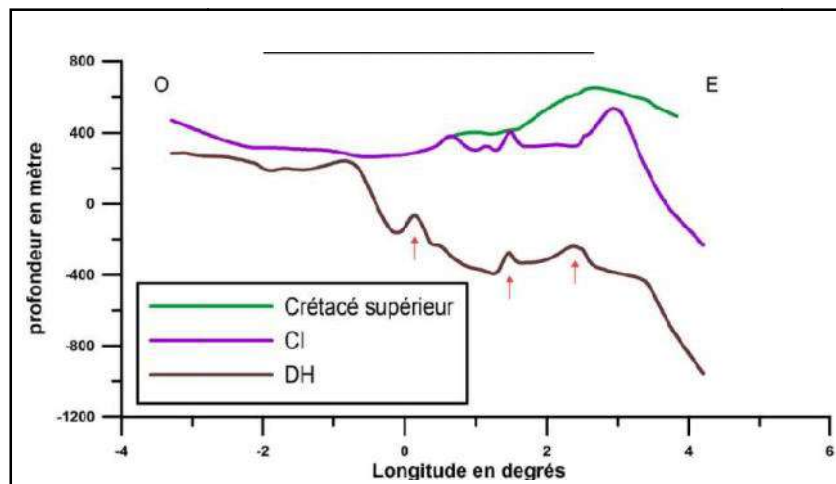


Fig.23- Coupe E. Les traits en couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances.

II. 2. Répartition des faciès du Mésozoïque

II. 2. 1. Trias

✓ **Trias Inférieur-Moyen** : Il est essentiellement argilo-gréseux et représente la première phase de transgression mésozoïque ; son extension, limitée au NNE de la plateforme saharienne, se fait progressivement vers le sud et le sud-ouest. Il correspond à la formation d'un immense delta, très plat, ouvert sur la mer au NE (Fabre, 1976).

✓ **Trias Supérieur** : Il est composé d'argiles salifères, de sel massif, de dolomie et d'anhydrite. Les proportions de sel diminuent vers les bordures du bassin au profit des argiles

et anhydrites. Sa partie supérieure évolue vers le NE en argiles, carbonates et anhydrites et vers le sud en argiles et grès.

II. 2. 2. Jurassique

✓ **Lias** : Sa limite inférieure est constituée par le repère dolomitique. Son extension vers le sud-ouest est plus importante que celle du Trias. Son faciès, illustré sur la figure 25, est argileux au SE et SW, salifère à anhydritique au centre et carbonaté au NW.

✓ **Dogger** : Il est constitué par des carbonates au NW et au NE, des anhydrites dans la partie centrale et des argiles et sables dans la partie méridionale. On observe une diminution des anhydrites et une nette réapparition des éléments clastiques vers le sud. Le Dogger a connu une extension plus grande que les séries précédentes vers le sud et le sud-ouest (fig. 24).

✓ **Malm** : La transgression marine qui a marqué cette période devient plus susceptible au sud du bassin. Néanmoins, les faciès restent variés, passant des carbonates au Nord à des argiles vers le SE et des argiles sableuses au SW. La zone la plus subsidente se retrouve dans la province septentrionale du domaine Saharien. Vers le sommet, cette série devient quelque peu gréseuse et anhydritique, ce qui traduit une certaine instabilité de la paléogéographie au cours de cette période (fig. 25).

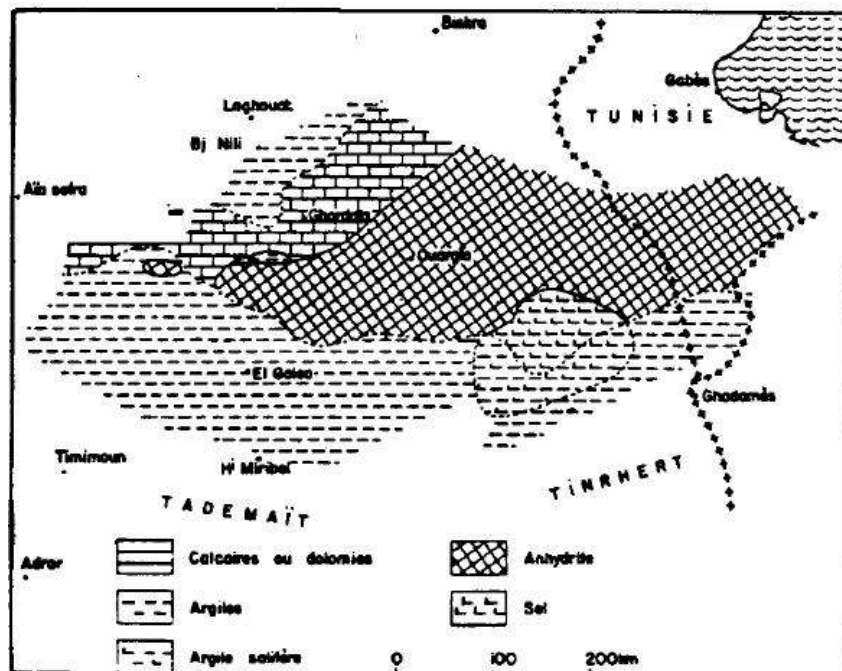


Fig. 24 - Répartition des faciès au Lias-Dogger inférieur dans le Nord-est saharien d'après Busson (1971) et Fabre (1976).

II. 2. 3. Crétacé : Il représenté par :

✓ **Néocomien-Barrémien** : Le Néocomien qui comprend par endroit (domaine septentrional) une partie du Jurassique terminal qui se caractérise par une épaisseur homogène sur l'ensemble de la plateforme (300m), augmentant brusquement vers le nord au niveau des zones atlasiques (700 m). La sédimentation est marno-calcaire, associée à des argiles et à des anhydrites ; elle évolue vers l'Ouest en argiles gréseuses, vers l'Est en argiles, carbonates et anhydrites et vers le Sud- Est en argiles gypseuses, grès et sables. Les éléments détritiques deviennent de plus en plus grossiers vers le Tademaït et le Tinhert (fig. 26).

Au cours de cette période, le régime est marin au nord devenant de plus en plus confiné dans la province centrale et franchement continental au SSW.

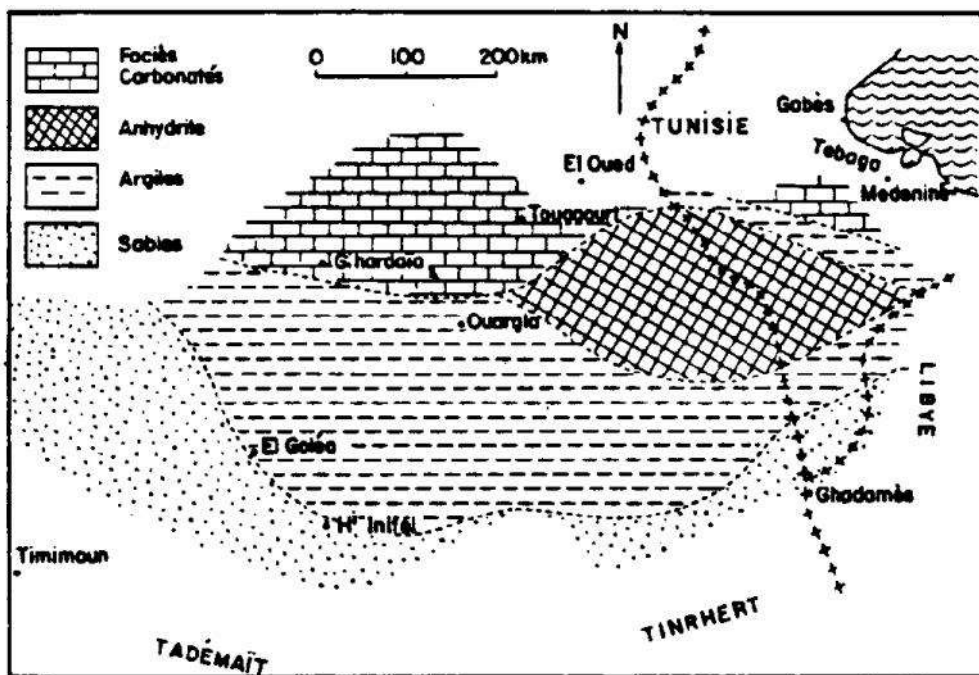


Fig.25 - Répartition des faciès au Bathonien (Dogger supérieur à moyen) dans le Nord-est saharien (Busson 1971 et Fabre 1976)

✓ **Barrémien** quant à lui correspond dans son ensemble à un important épisode d'épandage détritique, parfois grossier. La présence d'argiles rouges ou vertes témoigne de périodes d'émergence. Vers le NE, quelques bancs carbonatés renferment une faune marine à lacustre. Au niveau de cet ensemble, de fréquentes et importantes variations d'épaisseurs sont observées (1 000 m dans l'Oued Mya, 700 m au NW et lacune à El Biod-El Gassi). Le milieu de dépôt évolue du Nord au Sud : marin à mixte au nord et deltaïque au sud.

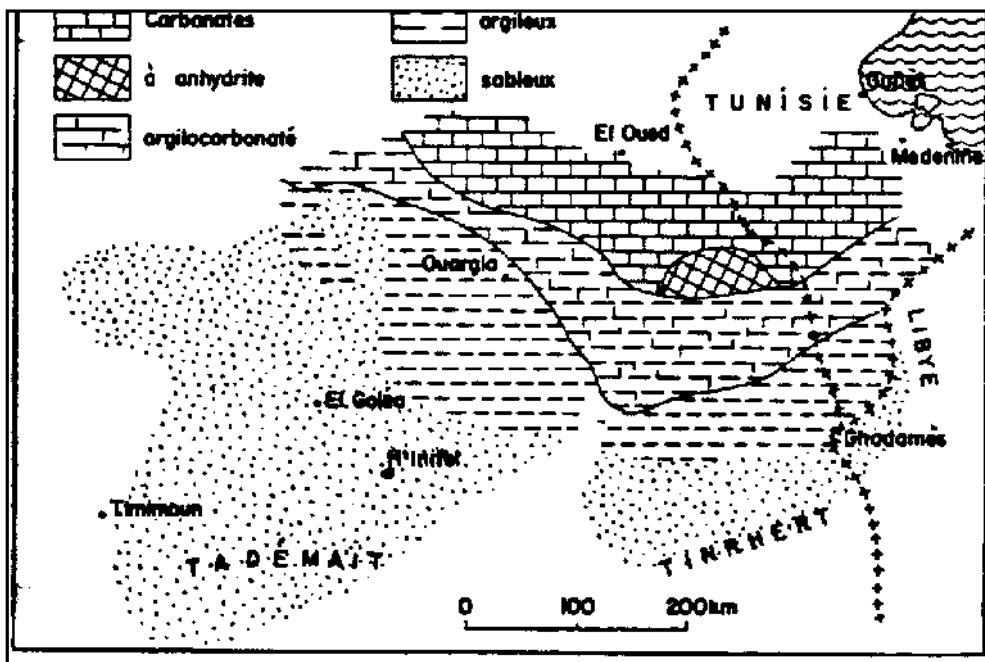


Fig.26- Répartition des faciès au Callovien- Oxfordien - Kimméridgien dans le Nord-est saharien d' après Busson (1971) et (Fabre 1976).

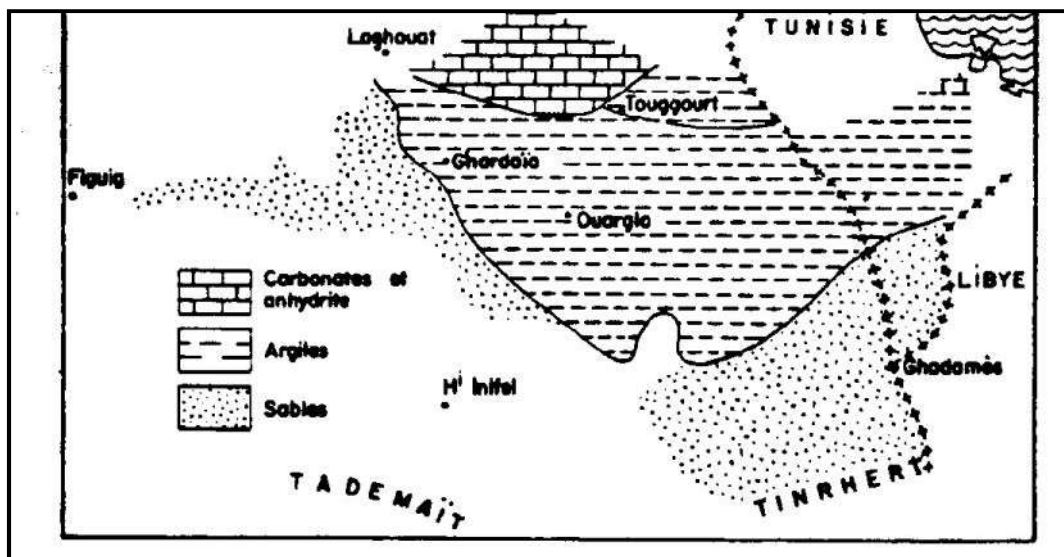


Fig.27- Répartition des faciès au Jurassique terminal - Néocomien dans le Nord- Est saharien d'après Busson (1971) et Fabre (1976).

✓ **Albo-Aptien** : pour les pétroliers, l'Aptien est réduit à la dalle argilo-dolomitique qui surmonte les grès attribués au Barrémien. Ainsi, d'après certains auteurs, les sédiments d'âge aptien inférieur sont soit compris dans les grès barrémiens, soit absents et la dalle aptienne ne représenterait que le terme supérieur. Cette barre dolomitique ou argilo-dolomitique est

✓

caractérisée par une épaisseur remarquablement uniforme sur l'ensemble de la plateforme (20 à 30 m).

Elle devient gréseuse vers la périphérie du bassin. Quant au régime de sédimentation, il est marin dans le domaine Nord-oriental et lagunaire sur la plateforme. La lacune observée au niveau de la zone d'El Biod-El Gassi témoigne d'une tectonique intra-aptienne (Guiraud et al. 1987). L'Albien constitue un autre épisode d'épandage détritique, après la courte rémission aptienne. Il est essentiellement gréso-argileux, devenant plus argileux et enfin carbonaté vers le NE (fig. 28). Le régime est continental au SW, deltaïque vers le centre oriental et devient marin peu profond vers le Nord.

✓ **Cénomaniens-Turonien** : Le Cénomaniens comprend un premier terme argilo-gypsifère avec quelques intercalations carbonatées ou anhydritiques, surmonté par une série carbonatée, associée à des anhydrites, parfois du sel et des argiles. Les carbonates prédominent de plus en plus vers le NE. L'épaisseur, assez homogène au niveau de la plateforme (100 -150 m), augmente rapidement vers le Constantinois et l'Atlas Tellien (1000 - 1500 m). Le Turonien, parfois difficilement dissociable du Cénomaniens Supérieur, est représenté par des calcaires et des dolomies et devient plus argileux vers le Sud et vers le Nord. Il comprend une faune marine à lacustre. Cette période du Crétacé Supérieur correspond à une importante transgression marine, probablement due à une remontée eustatique globale (Vail et al. 1974). Le milieu de sédimentation est marin, souvent peu profond, mais agité et parfois confiné.

✓ **Sénonien**: Il comprend un premier terme argilo-gréseux au Sud-Ouest et lagunaire avec quelques intercalations marno-carbonatées au Nord et à l'Est. L'ensemble supérieur, représenté par des calcaires, dolomies et craies, correspond à un régime d'influence marine. Son extension est limitée à la partie orientale du bassin.

II. 2. 4. Cénozoïque : Au niveau de la plateforme saharienne, le Cénozoïque comprend l'Eocène Inférieur à Moyen, représenté essentiellement par des carbonates, et une série régressive argilo-gréseuse attribuée au Mio-Pliocène sans aucun argument paléontologique véritable (Busson, 1972).

II. 3. Les données gravimétriques et les traits structuraux des bassins sahariens : En se

basant sur la géométrie et l'amplitude des anomalies de Bouguer, l'étude gravimétrique de [Takhrist, \(1991\)](#) a permis, de mettre en évidence au niveau des bassins nord-sahariens un certain nombre de traits structuraux majeurs qui sont schématisés sur la figure 30.

Les principaux linéaments qu'elles définissent confirment la structure panafricaine (600 Ma) du socle sous les bassins nord-sahariens.

Cette structure semble bien définie jusqu'à la limite de l'Atlas Saharien où elle est interrompue par des directions transverses NE-SW, manifestement d'âge plus récent. Le trait structural majeur est l'existence d'un chapelet de corps denses jalonnant la limite entre deux domaines structuraux différents dont l'évolution post-panafricaine est relativement contrastée. Cet axe (Mouydir- Oued Mya) constitue un linéament majeur qui semble se prolonger du Mali au Sud à l'Atlas Saharien au Nord. Il correspond probablement à un important accident tectonique affectant l'ensemble de la chaîne. Il peut être interprété comme une zone de suture intra-panafricaine, appuyant ainsi l'hypothèse qui suggère que cette chaîne s'est formée par accolements successifs de blocs crustaux différents. De ce fait, il est important de remarquer que :

- A. Alors que toutes les études dans le Hoggar ([Caby, 1989](#) ; [Lesquer et al. 1984](#)) montrent que l'accident du 4°50' constitue une limite majeure dans la chaîne panafricaine, celui-ci ne marque pas de façon significative au niveau de la plate-forme saharienne, c'est plutôt l'axe Mouydir- Oued Mya qui semble prépondérant.
- B. Les résultats des études du flux de chaleur et des ondes de surface ([Hadiouche et Jobert, 1988](#) ; [Lesquer et al., 1990](#)) amènent à associer l'anomalie négative à l'existence d'un manteau supérieur anormal.

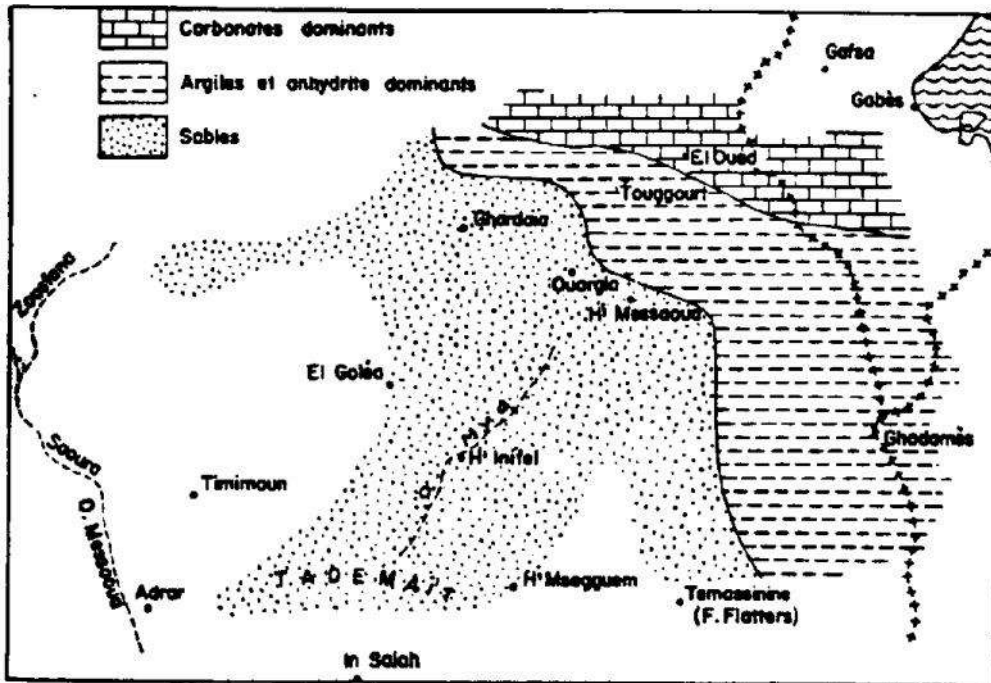


Fig.28- Répartition des faciès à l'Albien dans le Nord-est saharien d'après Busson (1971) et (Fabre 1976).

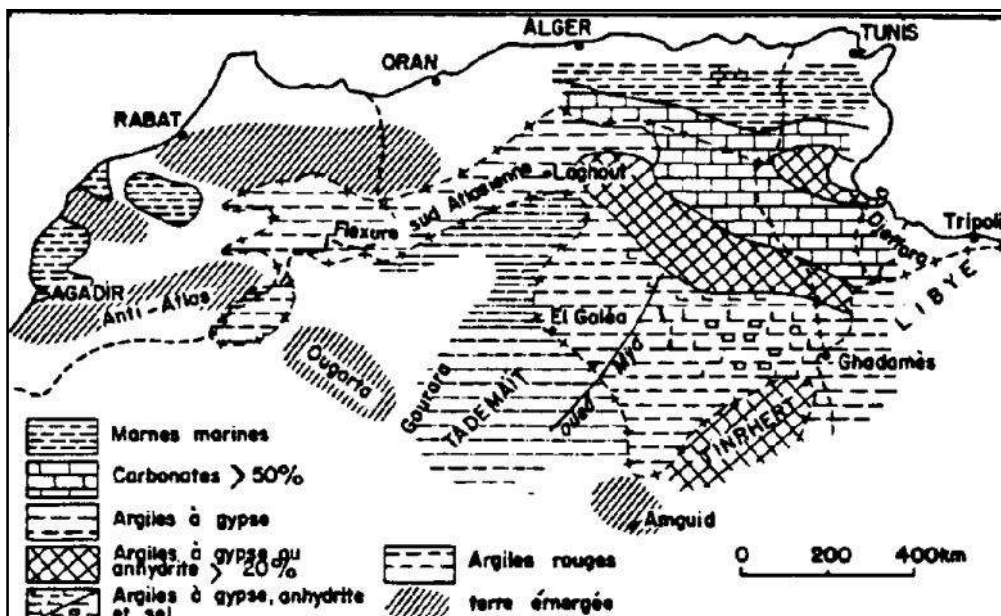


Fig.29- Répartition des faciès au Cénomanien dans le Nord du Sahara d'après Busson (1971) et Fabre (1976).

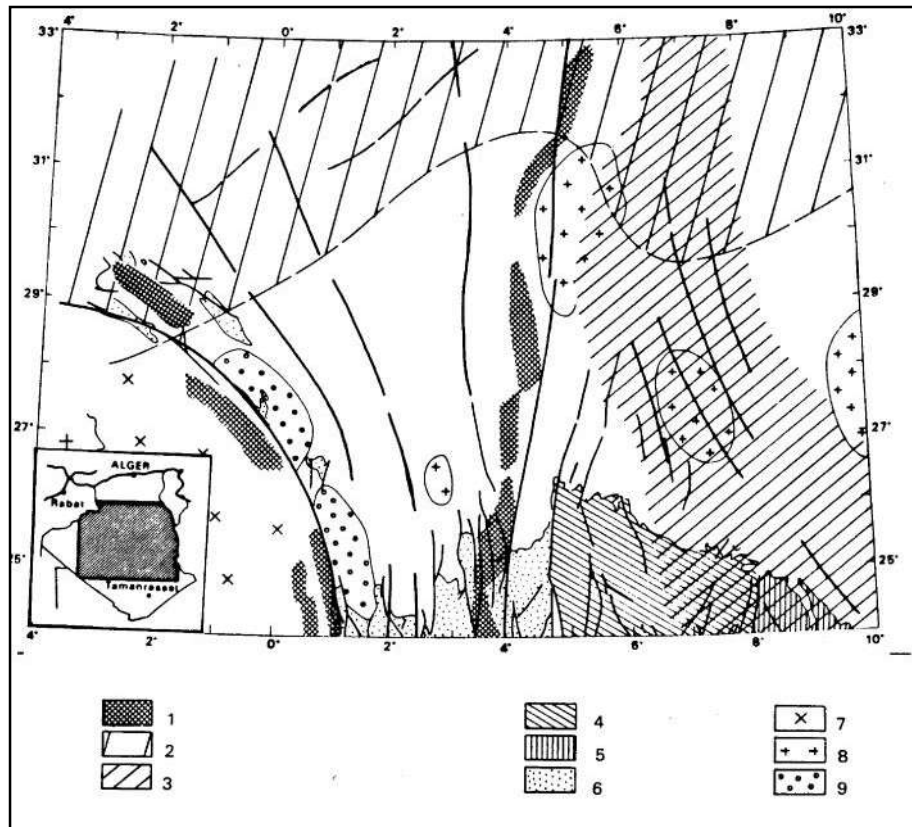


Fig.30- Schéma interprétatif illustrant les structures majeures de la plateforme saharienne d'après la gravimétrie (Thakhris, 1991).

1: zone de suture; 2: zone remobilisée par la tectonique hercynienne; 3: zone affectées par la distension au Crétacé Inférieur; 4: Hoggar Central,- 5: Hoggar Oriental; 6: Pharusien; 7: Craton Ouest-africain; 8: granites; 9: molasses précambriennes.

II. 4. Géologie locale du secteur d'étude : Le continental intercalaire se développe sur la majorité de la plateforme saharienne. La géologie locale du secteur d'étude de modèle stratigraphique est limitée en deux structures géologiques : Le mole de Hassi Messaoud et le Nord Est de la dépression de l'Oued Mya (fig. 31).

II. 4. 1. Situation géographique du secteur d'étude : Le champ d'étude est localisé entre 5.1° et 6.1° E et 31° et 33° au Nord-Ouest de la wilaya d'Ouargla. Cette dernière est focalisée au Nord- Est du Sahara septentrional. Elle est distante de 850km de la capitale d'Alger fig. 43.

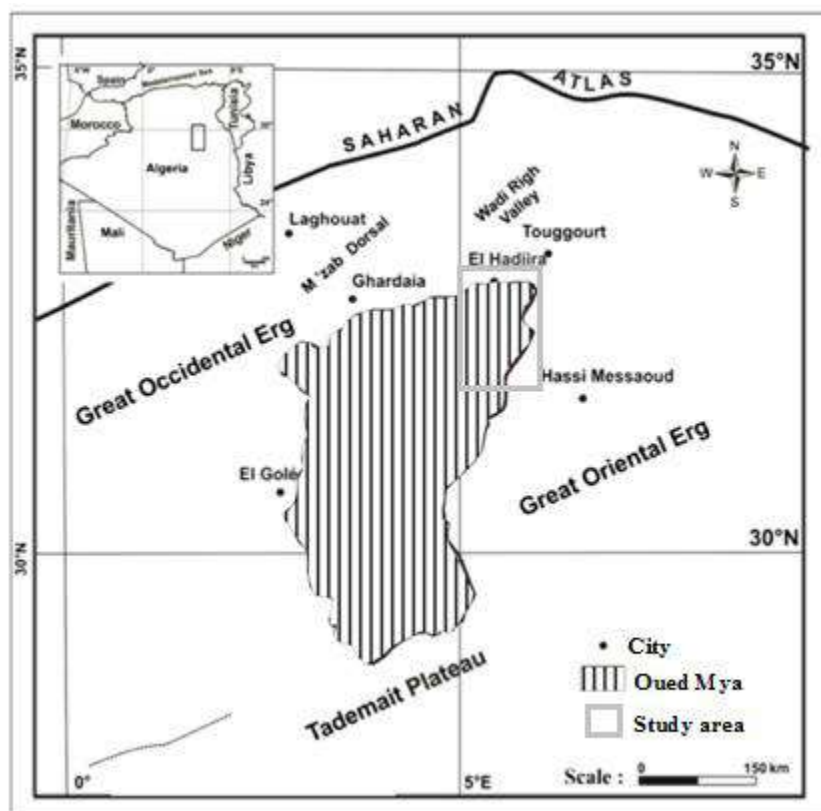


Fig.31- Situation géographique de la région d'étude (Saillet al. 2019).

II. 4. 2. Géologie de Hassi Messaoud

II. 4. 2. 1. Stratigraphique : La série stratigraphique du Hassi Messaoud reposant sur le socle a environ 4393m d'épaisseur. Elle est marquée par l'absence du Silurien, Dévonien carbonifère et Permien (fig. 32). Au cours de la phase hercynienne ces dépôts ont été érodés au centre de la structure. Donc les dépôts argilo- gréseux et salifères du Trias reposent directement sur le Cambrien. En allant vers la périphérie, cette discordance tronque des termes ordoviciens de plus en plus récents. De ce fait les dépôts mésozoïques reposent en discordance sur le Cambro- Ordovicien. (Figs.33 et 34).

En allant vers la périphérie du champ, la série devienne plus complète. De la base au sommet on distingue :

➤ **Le socle :** Il est formé essentiellement de granite porphyroïde rose. Rencontré à la profondeur de 4000 mètres.

➤ **L'Infra-Cambrien** : C'est l'unité lithologique la plus ancienne rencontrée par les forages de la région notamment au Nord. Il est constitué de grès argileux de couleur rouge.

➤ **Le Paléozoïque** : Ce paléozoïque repose en discordance appelée discordance panafricaine. Il est constitué par :

➤ **Le Cambrien** : Essentiellement constitué de grès hétérogènes, fins à grossiers entre coupés par des passées de siltstones argilo-micacés. On y distingue trois (3) lithozones [R1 (Ra + Ri), R2, R3] (Homer, 1967).

- Lithozone **R3** (370m) : Elle se compose de grès feldspathiques et micacés à grains moyens à très grossiers conglomératiques à la base.

- Lithozone **R2** (100m) : Elle comprend de grès moyen à grossier micacés avec des intercalations de siltes. Les stratifications sont souvent obliques.

- Lithozone **Ra** (125m) : Elle présente de grès à grès quartzites moyens à grossiers. Les stratifications sont souvent obliques à entrecroisées. Les Tigillites sont présentes dans la partie supérieure de la série.

- Lithozone **Ri** (Le Cambro-ordovicien), (Epmoy 42m) : La zone de passage entre le Cambrien et l'Ordovicien. Elle se compose de grès quartzitiques isométrique fin bien classé glauconieux, à ciment argileux et siliceux avec une abondance de Tigillites.

➤ **L'Ordovicien**: On distingue de la base au sommet quatre unités lithologiques :

1. Zone des alternances (20m) : on distingue la présence de nombreuses passées d'argiles indurées qui s'alternent avec des quartzites fins isométriques.

2. Argile d'El Gassi (50m) : Constituée d'argile schisteuse indurée présentant une couleur verte à noire, rarement rouge.

3. Les grès d'El Atchane (de 12a 25m) : Constituée de grès fin à grès très fin, de couleur gris - beige à gris-sombre, à ciment argileux ou glauconieux avec des passées silteuses.

4. Les quartzites de Hamra (Epmoy 12-75m) : Ce sont des grès quartzitiques fins avec de rares intercalations d'argiles.

➤ **Mésozoïque** : Il est représenté par :

- a. **Le Trias** : Il repose en discordance sur le Cambrien, au centre et sur l'Ordovicien aux flancs de la structure. Il est subdivisé en trois (3) unités :

✓ Le Trias gréseux épaisseur moyen 0-75m : Il constitue le premier remplissage du relief paléozoïque ; il est subdivisé en plusieurs unités de différent lithologie.

✓ Le Trias argileux l'épaisseur moyen et de 113m : Il est constitué d'argiles plus au moins silteuses, brune, rouge a bariolées, dolomitiques et anhydritiques.

✓ Le Trias salifère d'épaisseur 340m : Il est constitué de bancs de sel massif présentant au sommet des intercalations d'anhydrite et des bancs d'argile silteuses et dolomitiques.

b. Le Jurassique: Le Jurassique est un ensemble argilo-gréseux à intercalations de calcaire au sommet et à alternances de faciès lagunaires et marins à la base. Son épaisseur est de 844 m.

▪ **Le Lias** : Epaisseur moyen 300m : Le passage du Trias au Lias est caractérisé par une zone de marne dolomitique connue sous le terme de l'horizon B qui est un repère sismique. Le lias est subdivisé en cinq niveaux bien distincts

▪ **Le Dogger** : Epaisseur moyen 320m : Subdivisé en deux (2) formations : Le Dogger lagunaire à la base constitué d'anhydrite et de dolomies et le Dogger argileux au sommet constitué d'argiles bariolées silteuses et de calcaire argileux.

▪ **Le Malm** : Epaisseur moyen 225m : Caractérisé par les dépôts d'argiles et de marne avec des Intercalations de calcaire et dolomie accompagnés de quelques traces d'anhydrite.

c. Le Crétacé : Epaisseur moyen 1620m : Constitué de sept étages, de la base au sommet :

▪ **Le Néocomien** (182m) : Il comprend deux niveaux, à la base un terme gréseux constitué de grès et de quelques passées d'argiles. Au sommet un terme argileux représenté par des argiles avec de nombreuses intercalations de calcaire et de dolomie.

▪ **Le Barrémien** (280m) : Il est formé de grès fins à moyens carbonatés alternant avec des niveaux d'argile gréseuse et dolomitique.

▪ **L'Aptien** (25m) : Il est représenté par des faciès dolomitiques.

▪ **L'Albien** (350m) : Constitué de grès et de sable fin avec des intercalations d'argile silteuse. Il représente une immense nappe aquifère.

▪ **Le Cénomaniens** (145m) : Alternance d'anhydrite et d'argile rouge-brune, de marnes grises et de dolomie.

- **Le Turonien** (70-120m) : Alternance de calcaire argileux, calcaire dolomitique et calcaire crayeux. Au sommet apparaissent les bancs de calcaire.

- **Le Sénonien** (230m) : À la base, il correspond à des alternances d'anhydrite, dolomie et d'argile grise. Au sommet, une série carbonatée présente des bancs de calcaire dolomitique argileux et des bancs d'anhydrite.

d. Le Cénozoïque : Il est constitué de calcaire dolomitique à l'Éocène et d'un recouvrement de type sableux au Mio-Pliocène l'épaisseur moyen 360m :

- L'Éocène (122m) : Dolomie blanche, calcaire dolomitique.

- Le Mio-pliocène (240m) : formations sableuses à intercalations de bancs calcaires et des marnes sableuses.

II. 4. 2. Tectonique du champ de Hassi Messaoud : Selon les résultats des premiers travaux [Bouchon \(1959\)](#) in [Boudjma \(1987\)](#), mise en évidence deux hauts fonds de Hassi R'mel et Hassi Massoud et l'individualisation d'un bassin Siluro- Dévonien dans la région occidentale et des bassins secondaires comportant une épaisse série salifère dans la partie orientale. Entre ces deux provinces, apparait une zone centrale. Il se présente comme un vaste dôme anticlinal aplati. De direction générale Nord-est, Sud - ouest. Autre failles qui leurs sont perpendiculaires de direction Nord-ouest, Sud-est, ce ci ressortir le caractère en Horst et graben. L'évolution structurale du gisement implique plusieurs phases tectoniques (figs. 32 et 34) :

- **Phase panafricaine** : Caractérisée par une tectonique cassante, résultant d'une collision continentale entre le craton Ouest africain rigide et le bloc Est africain plus plastique, suivi d'une érosion intense allant jusqu'au Cambrien et nivelle les structures et reliefs résultants de ces mouvements compressifs, conduisant à la formation d'une pédiplaine dite : infra-tassilienne ([Djera.2001](#)) qui traduit la fin de déformation du socle et le début de l'histoire cratonique du Sahara. Ce régime compressif s'est converti en distensif, au Cambro-Ordovicien de direction NE-SW donnant naissance à des failles normales suivi d'une variation d'épaisseur et d'un volcanisme reflétant l'instabilité tectonique des séries cambro-ordoviciennes.

- **Phase de compression (caradoc)** : Cette phase est marquée par la formation de plis d'axes nord-sud et du soulèvement du Bouclier Reguibat et targui (Hoggar). Ce soulèvement est accompagné d'une érosion pouvant atteindre le socle. (Fabre, 1976).
- **Phase eocaledonienne précoce** : (Anté- Trémadoc) vers 500 million d'années marquée par l'érosion anté Ri et faisant disparaître une partie du Ra dans la partie Sud de Hassi Messaoud. Elle serait suivie d'une formation de failles décrochantes de direction NE-SW ainsi que de volcanisme ou d'intrusions tardi-cambrienne.
- **Phase caledonienne majeure** : 400 million d'années, Cette phase est traduite par l'absence des sédiments d'âge Dévonien et caractérise toute la surface de l'axe El Biod.
- **Phase hercynienne**: 225 à 250 million d'années, elle se manifeste par des contraintes de compression de direction Nord 120°E, perpendiculaires aux accidents majeurs sont responsables du bombement de direction NE-SW et des jeux de failles de même direction compartimentant le réservoir en horsts et grabens (Tacherift. 2002).
- **Phase alpine autrichienne**: 110 million d'années (Crétacé inférieur) Les mouvements précurseurs de cette phase se font détectés dès le Lias. Cette phase est sub- synchrone à l'achèvement de la mise en place des hydrocarbures à Hassi Messaoud (Massa. Et. 1972). La mise en place des hydrocarbures a commencé au Lias et s'est poursuivie durant l'Albien et le Cénomaniens (du début du Jurassique et s'est poursuivie pendant le Crétacé.) Correspondant à un raccourcissement Est- Ouest (mouvements compressifs), cette phase influe sur le réservoir en exerçant un jeu inverse et décrochements dextres le long des failles subméridiennes.
- **Phase Atlasique** (Eocène) d'âge fin Eocène- Miocène, cette phase est compressive de direction NNE- SSW, se traduisant par une érosion locale des terrains Eocène et par une lacune au Miocène.

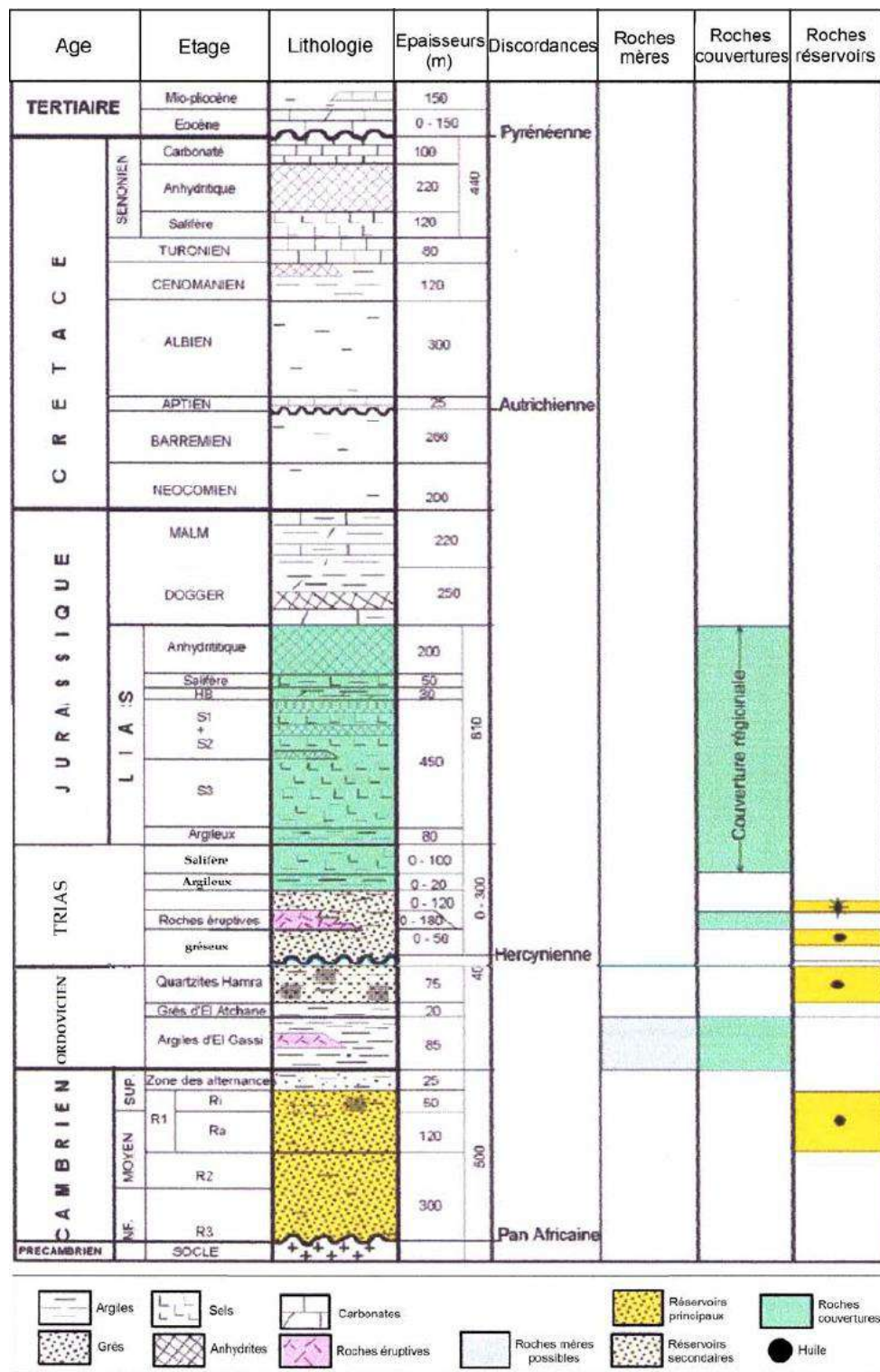


Fig.32 - Colonne lithostratigraphique du champ de Hassi Messaoud (SONATRACH, 2005).

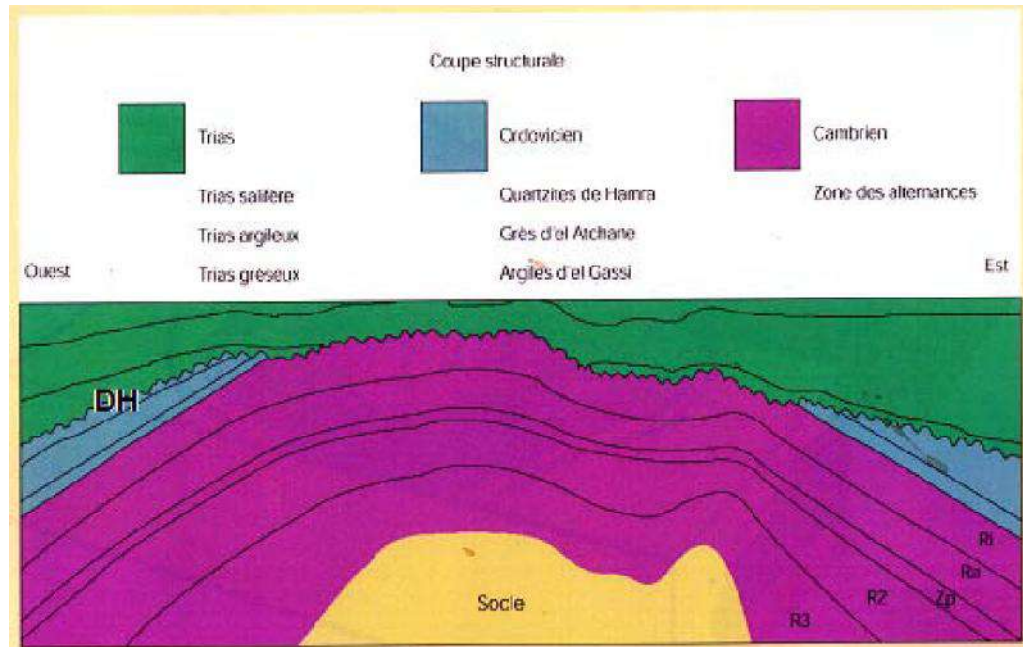


Fig.33- Coupe transversale Ouest-Est de la structure de réservoir de Hassi Messaoud.

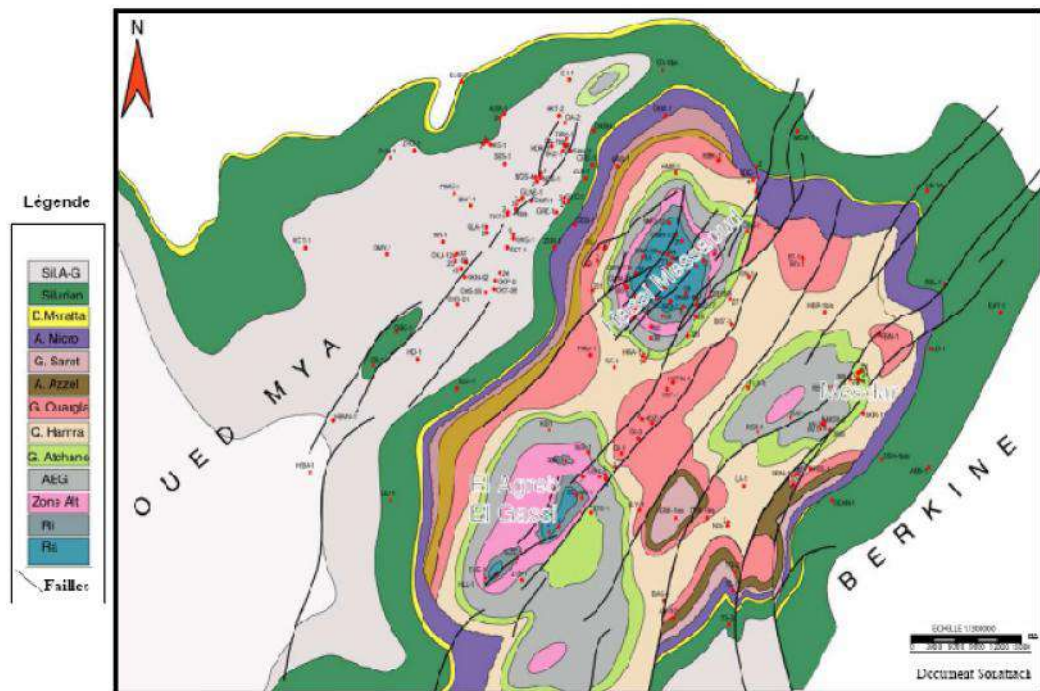


Fig.34- Ecorché Géologique à la Discordance post hercynienne. (WEC. 2007).

II. 4. 3. Géologie de bassin d'Oued Mya

II. 4. 3. 1. Situation géologique de bassin de l'Oued Mya : Il est limité à l'ouest par la dorsale d'Idjerane- M'zab et à l'est par la dorsale Amguid-El Biod, au sud Est par le dôme de Hassi Messaoud. Les bassins de l'Oued Mya et le môle d'Amguid- Hassi Messaoud, qui sont comblés par une puissante série sédimentaire paléozoïque et méso-cénozoïque, recèlent d'importants gisements d'hydrocarbures Mis en évidence dans le Cambrien, l'Ordovicien et le Trias. Cette dernière s'épaissit vers le NE du bassin et repose en discordance angulaire sur des formations paléozoïques fortement affectées par l'érosion hercynienne (figs. 31, 35).

II. 4. 3. 2. Stratigraphie du bassin de l'Oued Mya :

La série stratigraphique de bassin d'Oued Mya est marquée par l'absence des termes du paléozoïque supérieur et se présente de bas en haut :

➤ **Le Paléozoïque :** Reposant sur le socle granitique, il s'amincit d'une façon progressive vers l'Est et l'Ouest par rapport au centre du bassin, ce phénomène est du à l'érosion hercynienne durant le Carbonifère et le Permien. Cette série comprend uniquement le Cambrien et l'Ordovicien.

➤ **Le Cambrien :** C'est un ensemble grès-conglomératique, son épaisseur moyenne est de 500m. Le niveau gréseux est subdivisé en quatre zones : Ri, Ra, R2 et R3 :

• **Zone R3 :** Constituée par des grès feldspathique à ciment gypseux fin à grossier avec quelques passées de marnes grise et siltstones.

• **Zone R2 :** Elle est formée par des grès feldspathiques plus au moins grossier avec des passées de silts.

• **Zone Ra :** Elle est essentiellement quartzitique avec des fines passées d'argiles gris verdâtre indurée.

• **Zone Ri :** Elle est constituée par un grès quartzitique brun, blanc, fin à moyen et des passés d'argile gris verdâtre indurée silteuse.

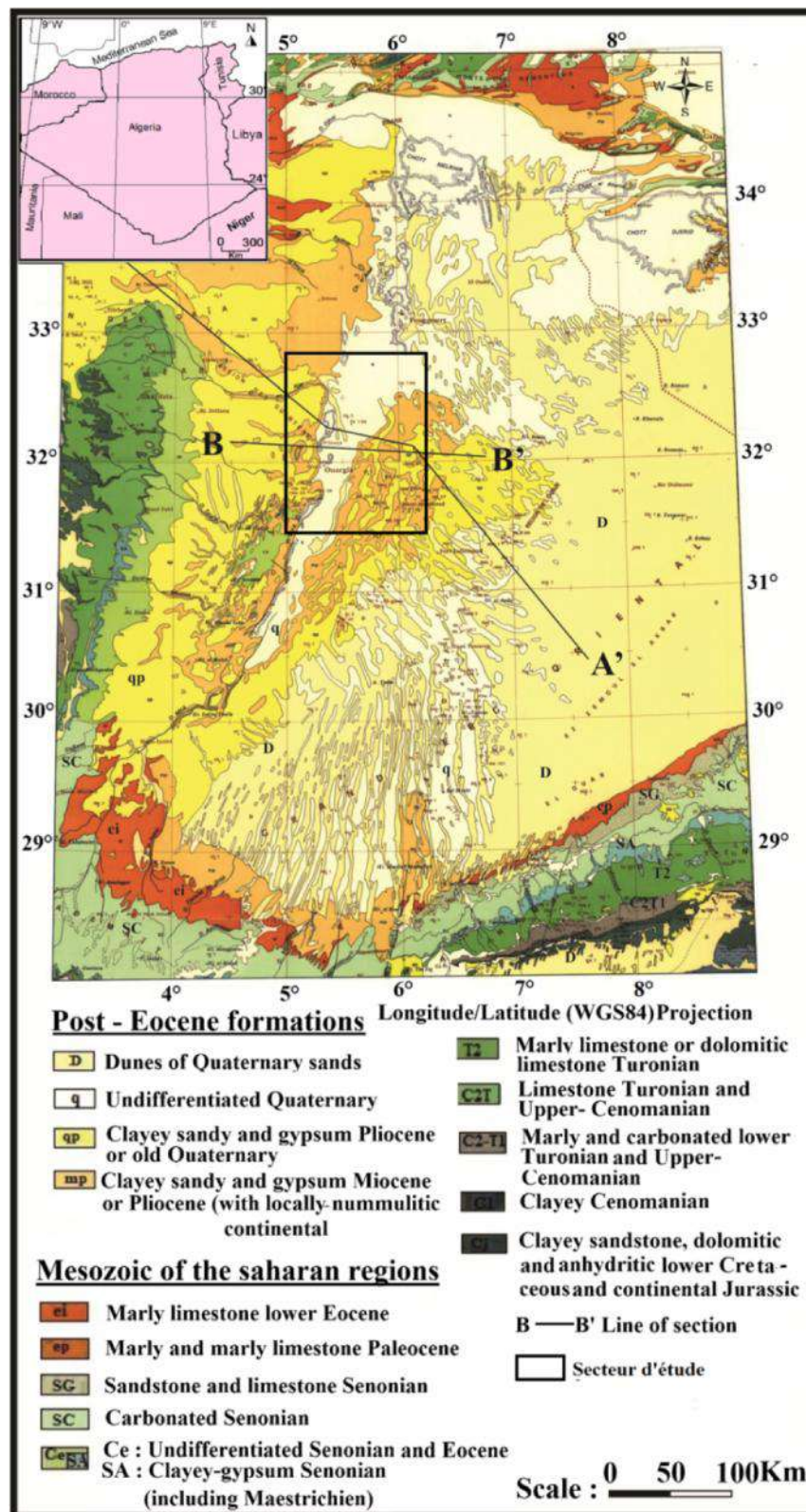


Fig.35- Carte géologique du Bassin mésozoïque de l'Algérie Sahara tiré de [Busson 1967](#).Modifié.

➤ **L'ordovicien** : Débutant à la base par une combe argileuse silteuse (argile d'El Gassi), suivie par des grès fins à moyen (grès d'El Atchane), ensuite se dépose des grès blancs, très fins à moyens (Quartzites de Hamra), surmonté par des grès très fins à moyen, localement grossiers (grès d'Ouargla), surmontés par une combe argileuse (argile d'Azzel), suivie par une succession des bancs gréseux à ciment argileux (grès d'Oued Saret) au quelle fait suite une série d'argile intercalée par des niveaux micro conglomératiques (argile micro conglomératiques). L'ensemble est clôturé par la dalle de M'Kratta.

➤ **Le Mésozoïque** : l'épaisseur moyenne est d'environ 3700m.

A. Le Trias : Son épaisseur moyenne est de 350m, il est limité à la base par la discordance hercynienne. Il est composé de bas en haut par la succession suivante :

- **La Série inférieure ou le Trias argilo-gréseux inférieur (T.A.G.I)** : Repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque (discordance hercynienne). Son épaisseur diminue vers le Nord et le Nord-Ouest. Il est constituée d'une alternance de grès fins à moyens souvent argilo-siliceux et de passés d'argiles bruns-rouges, d'origine continentale. Cette série est surmontée par un dépôt d'épanchement des roches éruptives.

- **Le Trias T1** : C'est l'unité qui se développe au sommet des roches éruptives et qui comprend des intervalles distincts d'argiles aussi bien à la base qu'au sommet avec certains niveaux intermédiaires de grès. La diminution d'épaisseur des roches éruptives sur les flancs Nord-Ouest, Nord et Nord-Est est compensée par le développement des bancs de grès.

- **Le Trias T2** : Correspond au dernier épisode silite-gréseux du Trias qui évolue progressivement vers un faciès argileux.

- **Le Trias argileux** : Représenté par des argiles pâteuses, salifères avec une épaisseur plus ou moins constante.

- **Le Trias salifère "S4"** : C'est l'unité finale triasique qui marque l'installation du cycle évaporitique clôturant toute la série argilo-gréseuse du Trias. Elle est constituée par une puissante série de sel massif.

➤ **Le Jurassique** : Il est représenté par une épaisse série laguno-marine de 1450m d'épaisseur moyenne. Cette série est à prédominance évaporitique à la base devenant argilo-gréseuse vers le sommet. Elle comprend trois séries :

a. Le Lias : constitué de différent ensemble lithologique :

- Lias argileux : une alternance d'argile salifère et de sel.
- Lias salifère (S3) : Sel massif.
- Lias salifère (S1+S2) : Sel massif à passées d'anhydrite et d'argiles.
- Lias dolomitique (Horizon B)
- Lias salifère : Sel massif à passées d'argile.
- Lias anhydritique : Anhydrite massif à passées de dolomie.
- Lias carbonaté et marneux.

b. Le Dogger: il est subdivisé en Dogger lagunaire et argileux. Le premier est constitué d'Argiles avec quelques passées d'anhydrite, de calcaire et de dolomie. Par contre le second est formé par des argiles avec passées de calcaire, de dolomie et d'anhydrite.

c. Le Malm: constitué principalement par une alternance irrégulière d'argiles et de grès à passées de marnes et trace d'anhydrite.

➤ **Le Crétacé** : C'est la série la plus puissante (1900m). Elle est représentée par des dépôts clastiques continentaux, formé essentiellement par des grès et des argiles au cours de Crétacé inférieur. Passant à des dépôts d'origine lagunaires et marins, formé essentiellement d'argile, d'anhydrite, de dolomie et de calcaire au cours de Crétacé supérieur.

➤ **Le Cénozoïque** : Cet étage est discordant et incomplet avec une épaisseur maximale de 150 mètre, subdivisée en deux unités:

Eocène Composé de calcaire dolomitique, d'anhydrite et d'argile, cet étage est constitué de sable et de grés du Mio-Pliocène Quelques sondages dans la moitié Nord du bassin ont montré la présence de gypses, anhydrites, dolomies, argiles et marnes de l'Éocène inférieur.

II. 4. 3. 3. Tectonique de la région de l'Oued Mya : Le bassin d'Oued Mya est affecté par plusieurs bourrelets de direction NE-SW dont la majorité est liés à un système de failles de même direction. Parmi les plus importants :

- Le bourrelet d'Erg Djouad qui s'étend jusqu'à Benkahla, Haoud Berkaoui et se prolonge jusqu'au bloc 417 en passant par Guellala, N'goussa et Boukhezana, le bourrelet de Tahtani, le bourrelet de Kef el Argoub et le bourrelet de Djerrah (Boudjema a, 1987).

- Après le soulèvement paléozoïque, l'affaissement est repris dans la plate-forme nord du Sahara à la fin du Trias, associé à un régime d'extension (Fabre, 1976 ; Courel et al. 2003). Les failles normales de la fin du Trias ont été développées tout au long des bassins de Berkine et Oued Mya ;

- Les failles Algériens sont associées localement avec un volcanisme alcalin. Deux dépôts centres principaux développés dans la plate-forme saharienne au cours du Trias, le dépôt centre d'Oued Mya et celui de bassin de Berkine, séparés par le mole Hassi Messaoud,

- En outre, le sel épais de Lias assure une ultime étanchéité supérieure régionale très efficace. La déformation en extension de trias a été associé à un volcanisme andésitique Carnian et Norien dans la situation de modèles stratigraphiques bassins de Berkine et d'Oued Mya,

- La faille du Trias a été suivie par la subsidence thermique mais plus généralisée dans l'ensemble des bassins de Berkine et d'Oued Mya au Nord.

- L'intervalle Jurassique-Crétacé représente l'essentiel supersequence de la Téthys dans la plate-forme saharienne. Il est bien développé dans les bassins de Berkine et Oued Mya, où elle atteint plus de 4000 m d'épaisseur, (Busson, 1998).

- Les lignes sismiques régionales et les sections montrent l'importance primordiale de l'érosion et la déformation paléozoïques. Ils indiquent que les intervalles du Paléozoïque ont été érodés dans toute la région, avec plus de 4000 m, par exemple, dans les moles de Hassi Messaoud.

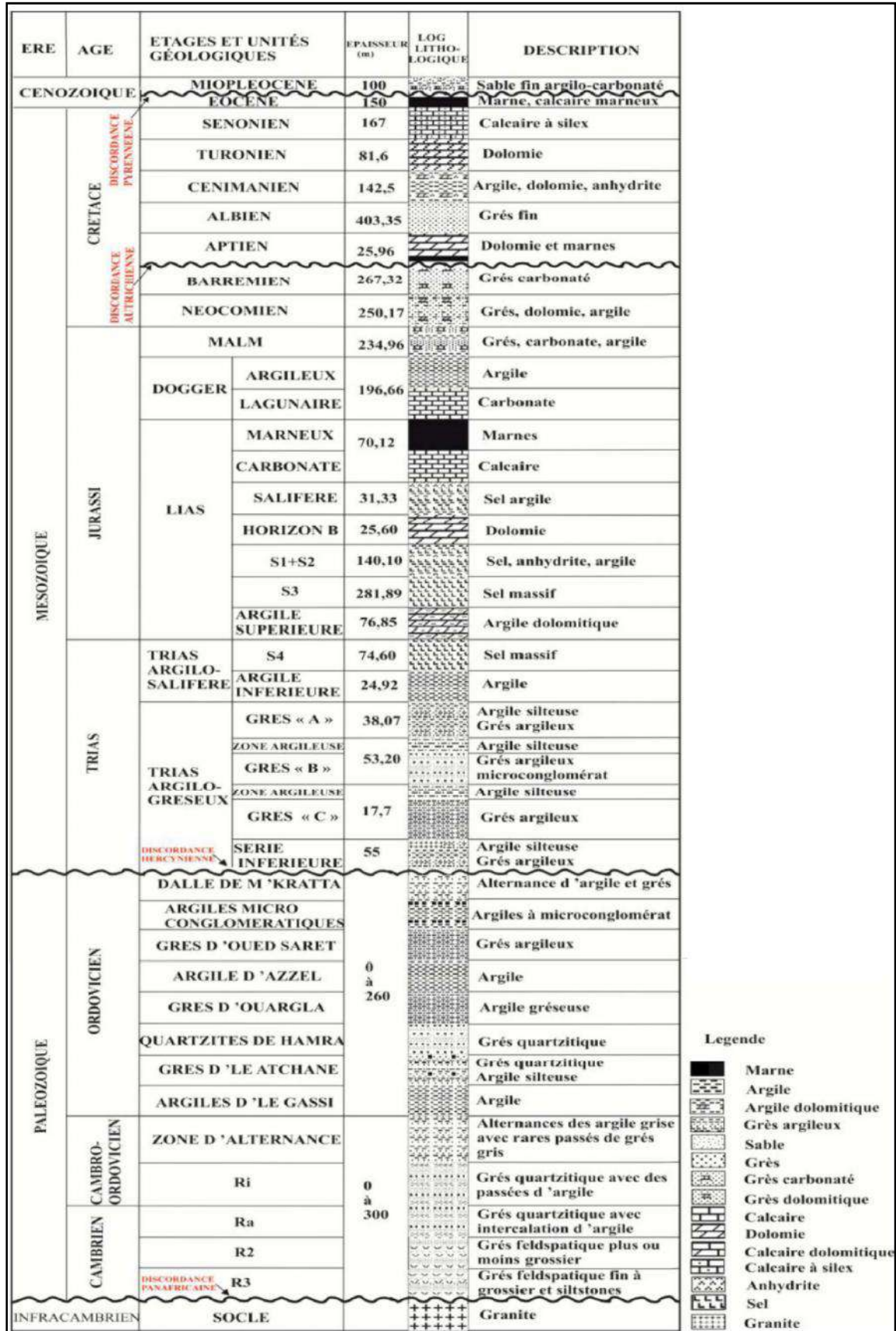


Fig.36- Colonne lithostratigraphique type de bassin d'Oued Mya (SONATRACH, 2010) modifiée.

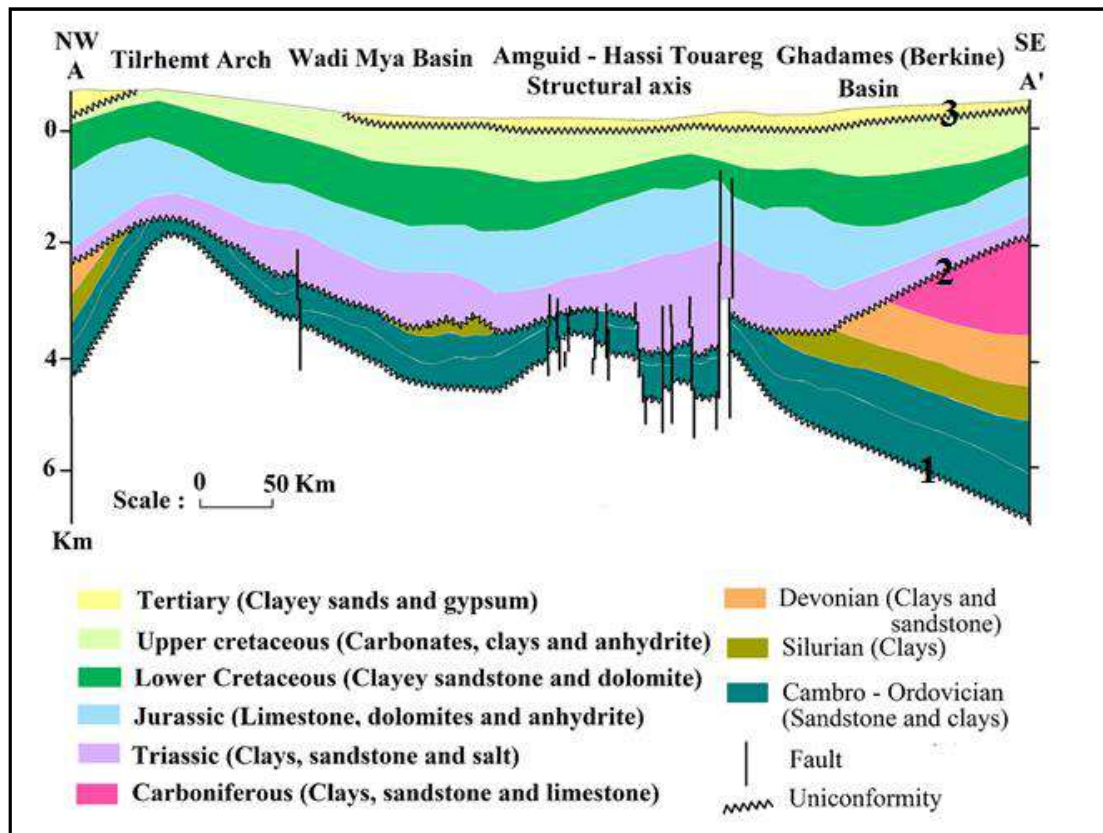


Fig.37 - Coupe stratigraphique (A- A ') à travers le bassin de l'oued Mya (Klett 2000) modifié.
 1. La discordance panafricaine ; 2. La discordance hercynienne ; 3. La discordance pyrénéenne.

Chapitre. III
Théories et méthodes d'étude.

Chapitre III. Théories et méthodes d'étude

III. 1. Représentation de type d'échantillonnage : La nappe du continental intercalaire (CI) a été reconnue à l'aide des forages d'eau. Au total 488 forages ont été réalisés (fig. 38) dont 24 échantillons sont des données d'Edmunds (2003) et Nezli (2009) localisées dans la région de Ouargla et limitées par le rectangle vert. Le reste des échantillons sont réalisés surtout sur la partie occidentale du CI (462 échantillons). Des analyses chimiques des eaux ont été effectuées sur ces échantillons portant sur les éléments majeurs. Il faut signaler que le modèle stratigraphique et localisé sur la région d'Ouargla seulement à cause de disponibilité des forages qui atteignent l'Albien.

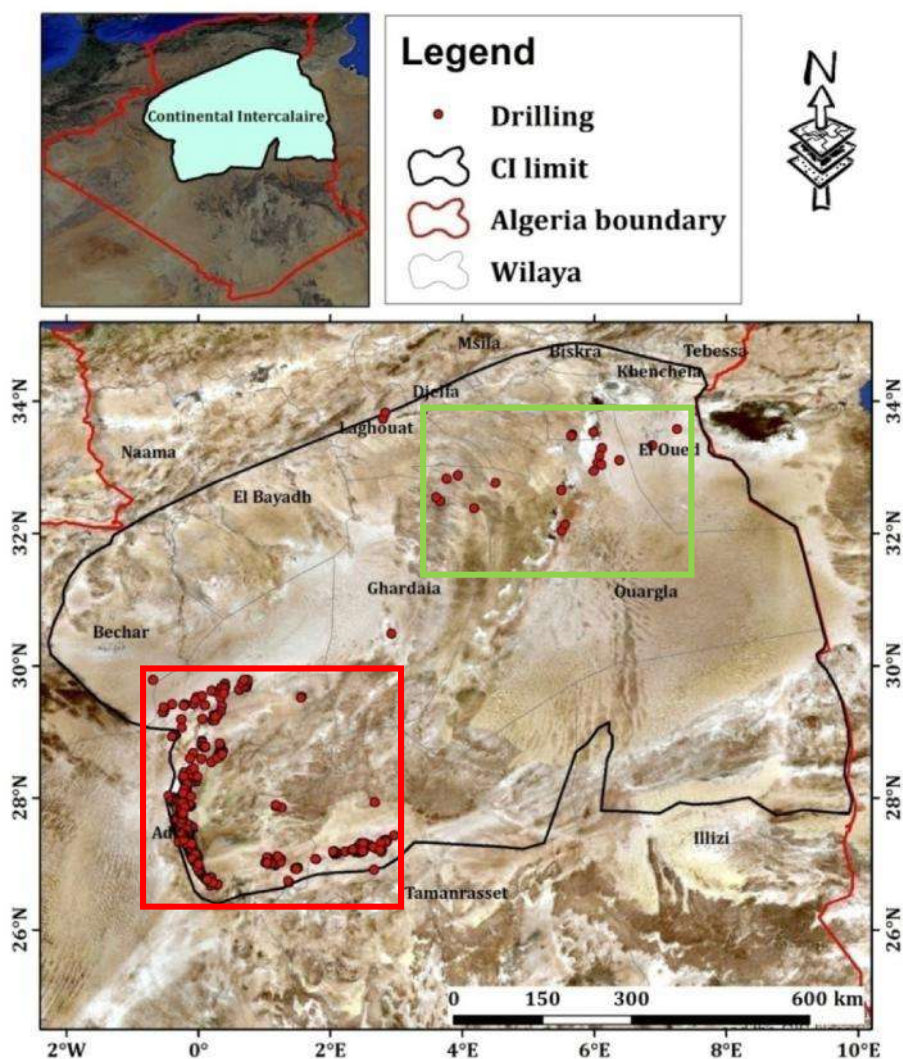


Fig.38 - Répartition des forages échantillonnés.

Le traitement statistique des données d'analyses chimique a été établi selon deux méthodes :

III.2. Analyse monovariée : Ce traitement permet de déterminer les paramètres statistiques de la distribution des variables étudiées (éléments chimiques. Paramètres pétrophysiques) et de résumer graphiquement les caractéristiques essentielles de la distribution de chaque variable.

- **Représentation graphique :** L'histogramme d'une variable donnée visualise la répartition des effectifs dans un certain intervalle de variation prise par cette variable. L'allure générale de l'histogramme et/ou de la courbe des fréquences cumulées permet d'estimer l'homogénéité ou l'hétérogénéité des données (échantillon statistique); donc la loi de distribution de ces variables.

III. 3. Analyse bivariée et multivariées : Il consiste à étudier deux variables aléatoires en même temps, et de définir la liaison entre elles (deux éléments chimiques analysés) à l'aide de plusieurs paramètres : la covariance, le coefficient de corrélation simple et la régression linéaire simple.

➤ **La covariance entre deux éléments (X, Y) :** La covariance entre deux variables X et Y est définie par l'équation suivante :

$$\text{Cov}(X, Y) = E(XY) - E(X).E(Y) \quad (\text{Équation 1})$$

$E(XY)$ -Espérance mathématique du produit (X, Y).

$E(X)$ - Espérance mathématique de X.

$E(Y)$ - Espérance mathématique de Y.

➤ **Le coefficient de corrélation simple :** Le coefficient de corrélation simple entre deux variables X et Y est désigné par ρ ou r^2 , il quantifie le lien entre ces deux variables il est égal à :

$$\rho(x, y) = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \quad (\text{Équation 2})$$

La corrélation est une notion couramment utilisée dans toutes les applications statistiques.

Elle permet d'étudier la liaison que l'on rencontre fréquemment entre deux variables dans toutes les sciences humaines ou appliquées. Toutefois, la définition statistique de la corrélation est plus précise que le sens courant du terme : elle ne concerne que des variables statistiques quantitatives, c'est-à-dire dont on peut calculer les moyennes.

➤ **Analyse en composante principales (ACP)** : est une méthode statistique multidimensionnelle permettant de synthétiser les informations dans le but de comparer les systèmes entre eux. L'ACP est particulièrement utilisée et adaptée (Hussein, 2004 ; Ahoussi et al., 2008; Soro, 2010 ; Monjerezi et al., 2012) pour expliquer d'une part les ressemblances chimiques entre les différentes eaux et/ou les différents pôles d'acquisition de laminéralisation et d'autre part les variables qui gouvernent ces mécanismes. En effet, c'est une technique qui permet de prendre en compte un grand nombre de variables et d'échantillons. Par ailleurs, l'ACP est une technique qui présente une forte sensibilité aux valeurs extrêmes (Garry, 2007). Les principales étapes pour une ACP sont :

- Le calcul de la matrice de corrélation et la recherche des facteurs de charge ;
- Le tracé et l'interprétation des cercles de corrélations ;
- Et enfin la cartographie, éventuellement, des facteurs des individus.

➤ **Classification Hiérarchique Ascendante (CAH)** : L'analyse de classification (Cluster Analysis) comprend un ensemble de techniques statistiques qui sont utilisées pour déterminer des groupes statistiques naturels ou des structures dans les données. Selon Hussein (2004), l'application de cette méthode en géologie est récente. Cette méthode est donc couramment utilisée pour analyser les données hydrochimiques des eaux et vient en appoint de l'ACP (Hussein, 2004). C'est un outil puissant pour l'analyse des données chimiques des eaux compte tenu de la complexité des systèmes hydrochimiques et des difficultés que l'on rencontre quant à leur interprétation. Le fondement mathématique de la méthode tel que proposé par Hussein(2004) est basé sur le calcul de la distance euclidienne entre les individus ou observations dans un espace à n dimensions. Les données doivent être normalisées par le calcul de leurs moyennes. Le résultat est donné sous forme d'un dendrogramme horizontal ou vertical qui classe les observations ou variables par groupes ou sous-groupes ayant le même poids ou les mêmes caractéristiques.

III.4. Théories géostatistiques : La géostatistique étudie des phénomènes naturels répartie dans l'espace (phénomènes régionalisés) et/ou dans le temps (Minéralisation, pollution, propriété physique de roches, pluviométrie.....). Soit un phénomène régionalisé mesurable dans chacun des points de l'espace de définition la géostatistique.

✓ Si au point x_i , la variable régionalisée $Z(x_i)$ est considérée comme valeur unique (valeur vraie), dans ce cas, la géostatistique étudiera la corrélation spatiale de la Variable régionalisée. $Z(x)$ et la structure de cette variable dans l'espace, cette géostatistique est dite Géostatistique Transitive. Cette géostatistique représente le modèle primaire (Chauvet, 1999).

✓ Considérons maintenant, qu'au point x_i , $Z(x_i)$ est une variable aléatoire et donc plusieurs réalisations sont possibles : Chaque valeur $Z(x_i)$ serait une réalisation particulière de $Z(x)$. L'ensemble des Variables aléatoires formerait la fonction aléatoire (F.A.) $Z(X)$. La géostatistique des F.A. est dite Géostatistique Intrinsèque ou modèle topo-probabiliste (Chauvet, 1999).

C'est ce type de géostatistique qui est utilisé sur cette thèse; car nous avons considéré que les variables (toit, mur, analyses hydrochimiques...) étudié sont des réalisations particulières des variables régionalisées.

III.5. Le variogramme : Le variogramme théorique (γ) est défini par l'hypothèse intrinsèque. Il est donné par la fonction :

$$E \left\{ [Z(x) - Z(x+h)]^2 \right\} = 2\gamma(h) \quad (\text{Équation 3})$$

Le variogramme est une fonction du vecteur h ; il indique si les valeurs diffèrent beaucoup au fur et à mesure que la distance augmente, il révèle les particularités directionnelles du phénomène (si l'on examine dans différentes directions). Le graphe de $\gamma(h)$ est fonction de h , et il a les caractéristiques suivantes :

- 1- Il passe par l'origine (pour $h=0$; $Z(x+h) = Z(x)$) ;
- 2- C'est en général une fonction croissante de h ;
- 3 - Dans la plupart des cas, il croît jusqu'à une certaine limite appelée **palier**, puis s'aplatit (fig. 39).

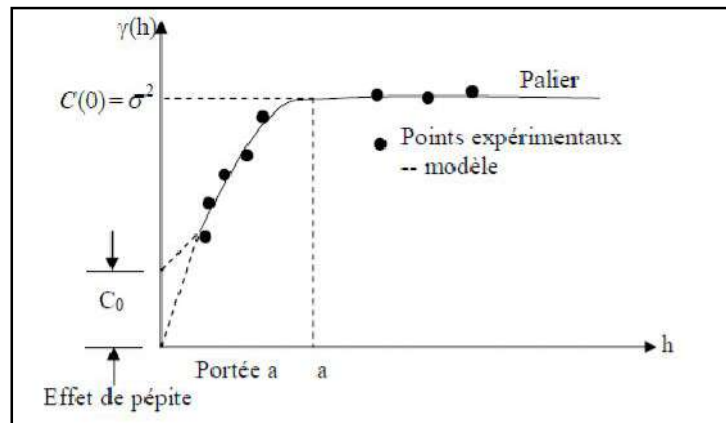


Fig.39 - les propriétés du variogramme

III.5. 1. Les caractéristiques du variogramme :

A. La portée (Zone d'influence) : Lorsque le variogramme atteint sa limite supérieure c'est-à-dire son palier, il n'y a plus de corrélation entre les échantillons séparés par cette distance h : cette distance critique est appelée **portée** du variogramme (fig.39), qui fournit une définition plus précise de la notion de **zone d'influence**.

B. Anisotropies : Lorsque le variogramme est calculé pour tout couple de points, dans certaines directions comme Nord-Sud ou Est-Ouest, il révèle parfois des différences de comportement : c'est-à-dire une anisotropie. On distingue deux principaux types d'anisotropie : l'anisotropie géométrique et l'anisotropie zonale.

Le variogramme expérimental est calculé en utilisant la formule suivante :

$$\chi^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (\text{Équation 4})$$

x_i et $x_i + h$ sont des localisations des échantillons. La sommation est étendue à tous les couples de points $(x_i, x_i + h)$ distants de h , $N(h)$ représente le nombre de tels couples de points.

C. Structures gigognes : une superposition de variogrammes de portées différentes (fig. 40). Cela traduit un phénomène agissant à plusieurs échelles : Nous remarquons que chaque échelle d'observation intègre des échelles inférieures comme une poupée gigogne. Ces structures gigognes peuvent être représentées par une somme de variogrammes agissant chacun à leur échelle propre.

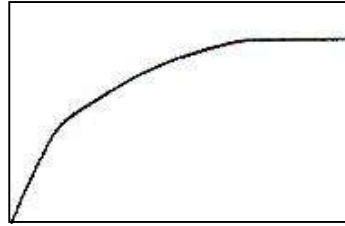


Fig.40- Structure gigogne.

$$x(h) = x_0(h) + x_1(h) + x_2(h) + \dots; \quad (\text{Équation 5})$$

Où $x_0(h)$ est pratiquement constante et égale à C_0 . Pour h très petit et par conséquent pour $h \gg 0$ il y a indépendance vis à vis de $x_0(h)$ et on peut écrire :

$$x(h) = C_0 + x_1(h) + x_2(h) + \dots; \quad (\text{Équation 6})$$

D. Les modèles d'ajustement courants du variogramme : Une fois le variogramme est estimé, il convient de le modéliser par une fonction de référence (modèle exponentiel, sphérique (fig. 41). Ce modèle aura alors toutes les propriétés requises pour effectuer unkrigeage (Hennequi, 2010).

➤ Le modèle sphérique (équation.7) : Sa forme correspond bien à une croissance presque $h=2a/3$.

$$x(h) = C \left[\frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right] \quad (\text{Equation 7})$$

➤ Le modèle exponentiel (équation.8) La tangente à l'origine rencontre la droite du palier à l'abscisse $h= a/3$.

$$x(h) = C \left[1 - \exp\left(-|h|/a\right) \right] \quad (\text{Equation 8}).$$

➤ Le modèle gaussien qui représente un phénomène extrêmement continu

$$x(h) = C \left[1 - \exp\left(-|h|^2/a^2\right) \right] \quad (\text{Equation 9}).$$

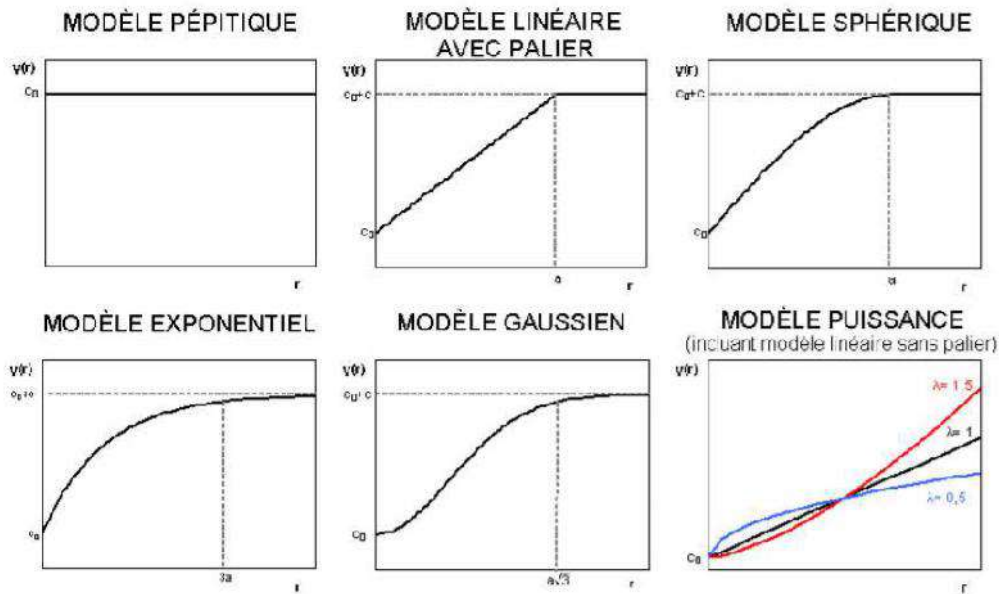


Fig.41- Représentation des différents modèles de variogramme .

III.6. Le Krigeage : C'est est une méthode d'estimation et/ou d'interpolation spatiale fournissant la meilleure estimation linéaire possible d'une caractéristique inconnue $Z(x)$ (ou Z_v) à partir de l'information disponible Z_i (expérimentale) et l'information structurale (variogramme ou covariance) de la fonction aléatoire représentative de la régionalisation des variables étudiées. Les pondérateurs sont calculés à l'aide de la procédure géostatistique de krigeage : En fonction de la quantité, de la configuration de Z_i et surtout en fonction de la caractéristique structurale (variogramme). La variance d'estimation de $Z(x)$ (ou Z_v) est minimale. Dans le cas de krigeage ordinaire (KO) ; le cas où la fonction Aléatoire est stationnaire $E\{z(x)} = m$. Le formalisme de Lagrange permet de minimiser la variance d'estimation et le système de krigeage ordinaire sera :

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(v_i, v_j) + \mu = \gamma(v_j, V) \\ \sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \end{array} \right\} \forall i = 1 \dots N \dots \text{et} \dots j = 1 \dots N \quad (\text{Equation 10})$$

III.7. Validation croisée : dite «leave-one-out». Supposons que l'on ait un échantillon d'observation $\{Z(s_i), i= 1. . . N\}$. Le processus de la validation croisée est le suivant :

On retire l'observation i , notée $Z(s_i)$ de l'échantillon et on lance le modèle avec le nouvel échantillon.

- Puis à l'aide de ce nouveau modèle, on calcule la valeur prédite de l'observation retirée i que l'on not $Z^*_{[i]}(s_i)$. On réitère ainsi ce processus sur toutes les observations dont on dispose.

On obtient alors une série de valeurs prédites que l'on peut comparer aux valeurs observées en calculant les résidus du modèle. Il est ainsi possible d'étudier les erreurs commises sur l'ensemble des données en regardant leur moyenne et leur écart-type.

L'amplitude des erreurs commises en un site de données ne dépend pas seulement de la qualité du modèle variographique, mais aussi de l'éloignement par rapport aux autres sites (Hennequi, 2010). Voici une liste des critères les plus utilisés dans la validation croisée :

- **Le coefficient de détermination (R^2) :** Celui-ci évalue le degré d'association entre deux variables et juge de la qualité de l'ajustement des valeurs observées et calculées :

$$R^2 = \left[\frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_{iobs} - \bar{Y}_{obs})(Y_{ical} - \bar{Y}_{cal})}{\dagger_{obs} \cdot \dagger_{cal}} \right]^2 \quad (\text{Equation 11})$$

Avec : Y_{iobs} : Valeur observée. Y_{ical} : Valeur calculée par le modèle.

\bar{Y}_{obs} : Moyenne de la variable observée.

\bar{Y}_{cal} : Moyenne de la variable calculée. N : est le nombre de points.

Un coefficient de détermination proche de l'unité signifie que le modèle élaboré est très efficace.

- **Erreur Quadratique Moyenne, ou Root Mean Square Error (RMSE) :** Lorsque le MAE est proche de zéro cela signifie que le modèle est très bon.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (Y_{i,obs} - Y_{i,sim})^2} \quad (\text{Equation 12})$$

➤ **Erreur Absolue Moyenne, Mean Absolute Error (MAE) :**

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Y_{i,obs} - Y_{i,sim}| \quad (\text{Equation 13})$$

Lorsque le MAE est proche de zéro signifie que le modèle est très bon.

➤ **Coefficient de Corrélation (CC)**

$$CC = \frac{\frac{1}{N} \sum (Y_{i,obs} - Y_{i,sim})(Y_{i,obs} - Y_{i,sim})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum (Y_{i,obs} - Y_{i,sim})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum (Y_{i,obs} - Y_{i,sim})^2}} \quad (\text{Equation 14})$$

Un CC proche de 1 signifie que le modèle est très bon.

III.8. Création d'un model géologique 3D : La modélisation consiste à construire et à utiliser un modèle qui est une représentation simplifiée de la réalité pour montrer les aspects importants du système étudié (OQLF, 2005). Selon Mallet (2002), la modélisation géologique correspond à : « l'ensemble des méthodes mathématiques qui permettent de modéliser de façon unifiée la topologie, la géométrie et les propriétés physiques des objets géologiques, tout en considérant les données de toutes sortes rattachées à ces objets» Le processus de modélisation permet donc de représenter de façon simplifiée des objets géologiques. L'assemblage de ces simplifications d'objets de la réalité en une toute cohérente et logique forme en modèle géologique. En géologie, les objets à représenter peuvent être des unités géologiques (lithologiques ou stratigraphiques), ou des éléments structuraux (Karine Bédard, 2006).

Nous n'avons constaté que plusieurs expériences en modélisation 3D dans le domaine minier exploitent habituellement des données vectorielles ponctuelles et linéaires (Fallara et Legault, 2004; Fallara et al., 2001; Fallara et al., 2004; Legault et al., 2004) Ces données sont en majorité issues de forages (données ponctuelles localisées le long du forage) et d'interprétations de la géologie à la surface ou sur des coupes (données linéaires). Il est aussi possible et conseillé d'utiliser des données géophysiques (profil sismique, données gravimétriques et magnétique) si ces dernières sont disponibles afin de valider le modèle construit (Jachens et al., 2001). Une fois les données sont nettoyées, le modélisateur doit premièrement déterminer l'ordre chronologique d'apparition des objets dans le système géologique car on doit tenir compte de cet ordre lors de la modélisation (Perrin et al., 2005).

Suivant Karine Bédard, (2006) la réalisation cette création nécessite plusieurs étapes :

La Figure 42 montre les étapes classiques de la modélisation géologique 3D à l'aide d'un exemple relativement simple d'environnement géologique ; On y voit deux surfaces en rouge qui représentent des failles qui découpent le sous-sol, les contacts géologiques sont en orangés, turquoise et bleu et la surface topographique est en vert.

Le modélisateur doit premièrement identifier toutes les données qui correspondent à un même objet à partir de sa connaissance a priori de l'environnement géologique (Fig.42, A). Comme la plupart des objets modélisés sont des surfaces (failles, horizons géologiques, etc...), on cherche alors à relier toutes les données appartenant à un même objet (Fig.42, B, C, D) (Jachens et al., 2001). Quand on fait les interpolations, la surface devrait se coller exactement sur les données ayant une position jugée certaine et se rapprocher le plus possible des données aux positions ayant une plus grande incertitude spatiale. Une des méthodes d'interpolation utilisée dans le domaine de la géologie est la DiscreteSmooth Interpolation (DSI) qui a été développée par Jean-Laurent Mallet et qui permet justement de définir des contraintes d'interpolation exactes et floues pour les surfaces complexes (Mallet, 2002). Une fois toutes les surfaces créées, elles définissent des volumes fermés qui correspondent aux objets géologiques réels (Kemp, 2002; Jachens et al., 2001). On n'a cependant pas encore de vrais objets volumiques dans le modèle (Fig. 42, E).

La prochaine étape consiste donc à créer ces objets. La méthode la plus répandue consiste à créer un modèle en voxels à partir des surfaces existantes.

On délimite premièrement les différentes régions volumiques du modèle à l'aide des surfaces puis on remplit tout l'univers avec des voxels. Les voxels étant dans une même région auront tous les mêmes caractéristiques (Fig.42, F).

On obtient ainsi un modèle qui couvre tout l'espace d'intérêt à l'intérieur du quel on retrouve les objets volumiques.

La géomodélisation est une discipline scientifique particulière définie comme suit par Mallet(2002):« la géomodélisation consiste en un panel de méthodes mathématiques permettant de modéliser de manière unifiée la topologie, la géométrie et les propriétés physiques d'objets géologiques, tout en prenant en compte toute donnée liée à ces objets».

Elle permet donc d'intégrer dans un même cadre des données d'origines et de formats différents tels des données 1D, 2D et 3D (Wuetal., 2005).

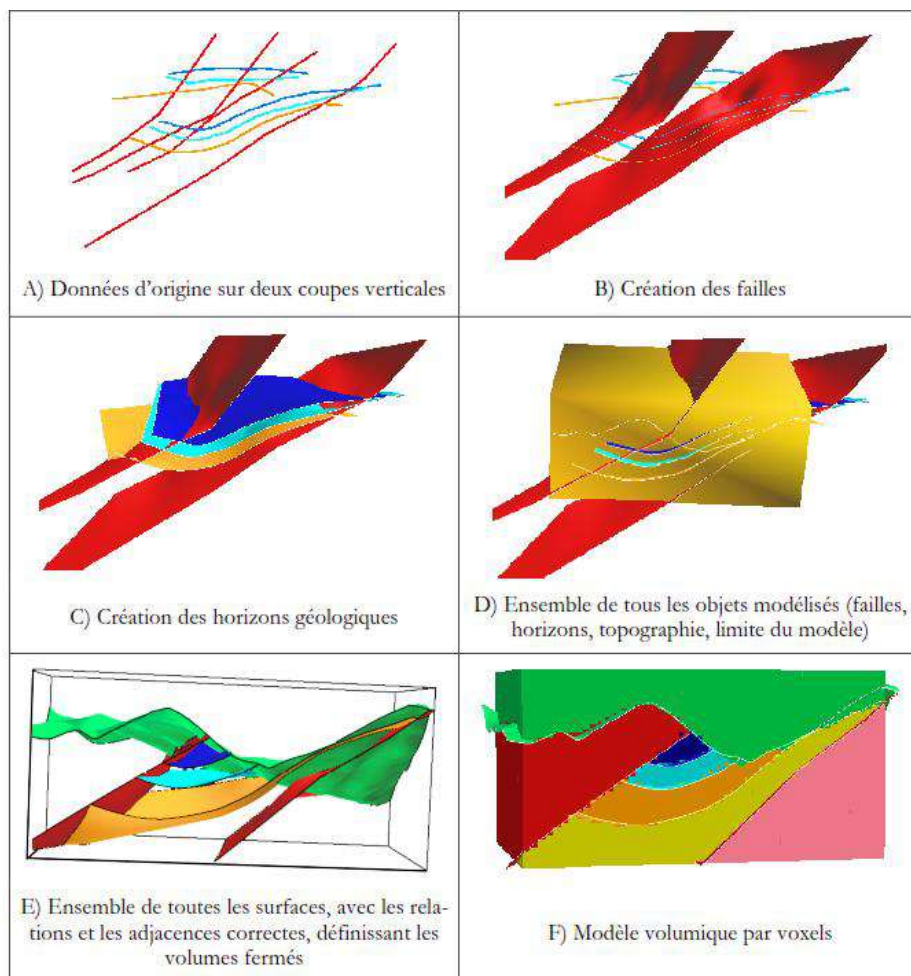


Fig.42- Illustration des différentes étapes de la modélisation géologique classique (Bédard, 2006).

Chapitre IV

Modélisation géologique de CI de la région d'Ouargla

Chapitre IV. Modélisation géologique de CI de la région d'Ouargla

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats du modèle géologique stratigraphique 3D et des coupes générées de préférence dans un environnement sédimentaire en couches subhorizontales, comprenant les formations stratigraphiques de la région d'étude. On utilise la méthode d'estimation (krigeage ordinaire) conditionnée par les indices de performances.

IV. 1. Situation géographique du model stratigraphique

Les forages qui sont utilisés pour la réalisation du model stratigraphique sont situés entre 5.1° et 6.1° E et 31° et 33° au Nord-Ouest de la wilaya de Ouargla aux communes de Rouissat, Ain Beida, Ouargla, Sidi Khouiled, Hassi Ben Abdallah, N'goussa, El Hajira et Hassi Messaoud (fig. 43).

Géologiquement il correspond aux deux structures le mole de Hassi Messaoud, Haoud Berkaoui et la cuvette de Ouargla qui sont du bassin de l'Oued Mya.

La figure 44 montre les variations du relief et les coupes réalisées. Les reliefs les plus élevés sont situés à l'Ouest du secteur : la partie Ouest de Ouargla et Haoud Berkaoui (Rouissat) et la région de Hassi Messaoud.

IV. 2. Cartographie du toit et du mur de l'Albien

Pour déterminer la géométrie de l'Albien sur ce secteur les deux variogrammes ; de toit et de mur sont calculés et ajustés (fig. 45).

Les variogrammes moyens du toit et du mur de l'Albien sont calculés et ajustés à des modèles géostatistiques, qui peuvent indiquer que la répartition de l'Albien dans ce secteur est contrôlée par plusieurs phénomènes géologiques qu'il faut les confirmer en utilisant d'autres méthodes analytiques.

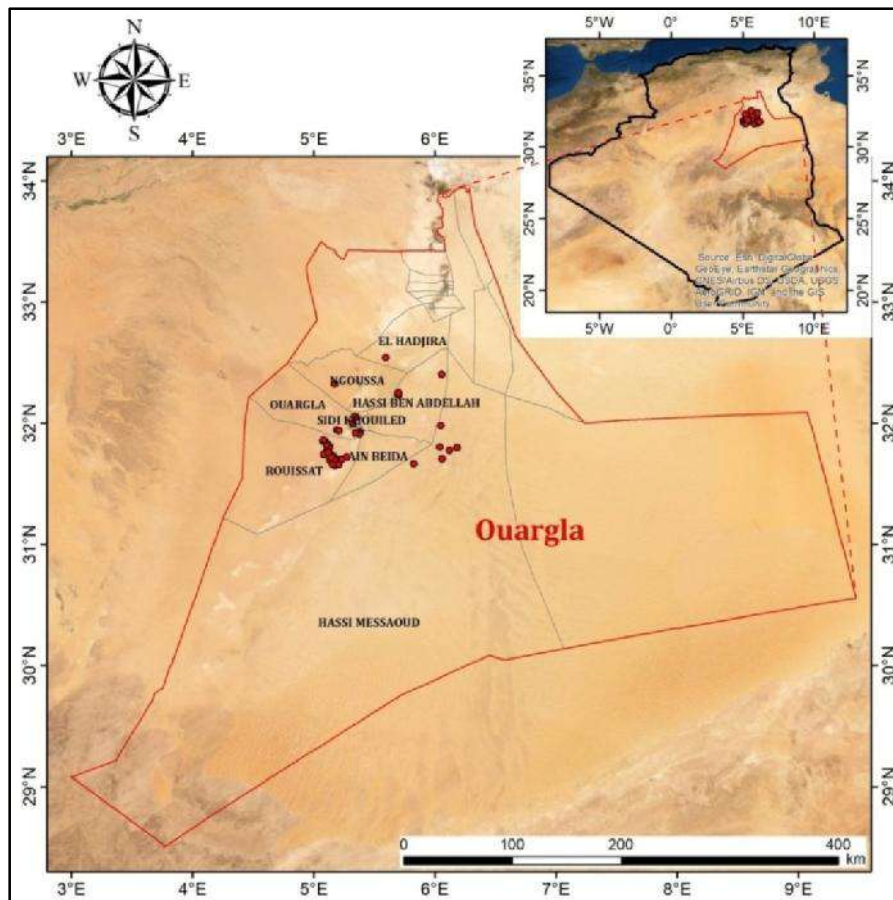


Fig.43 - Localisation géographique du model stratigraphique.

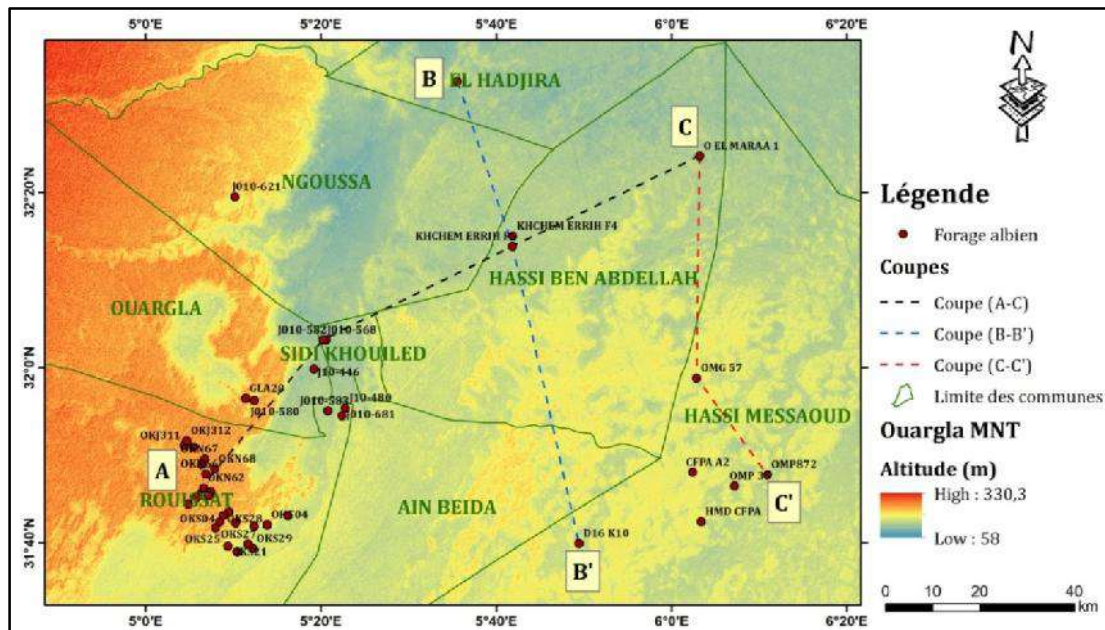
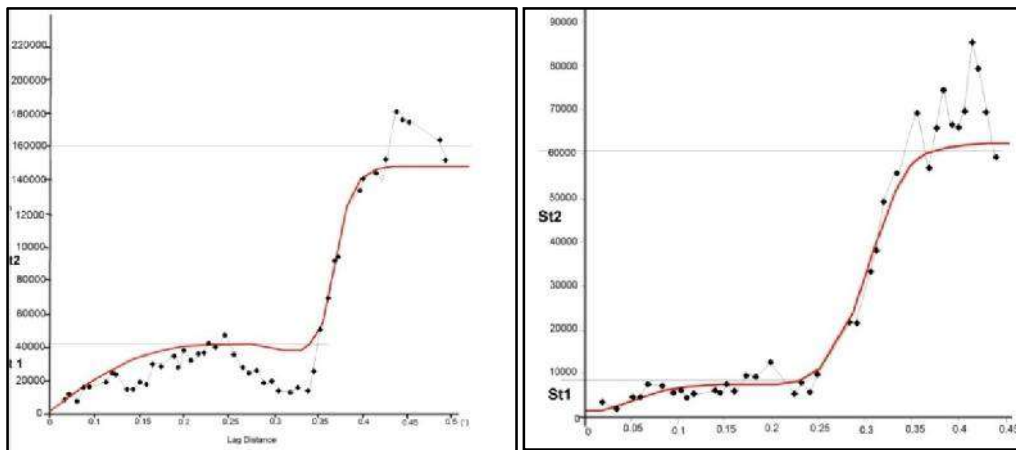


Fig.44 - Carte du relief du model stratigraphique



$$X_{mur_i(moy)}(h) = 1500 + 38500.[Expo_{0,20}] + 102000.[Gaus_{0,42}]$$

$$X_{toi_i(moy)}(h) = 1000 + 9000.[Gauss_{0,20}] + 50000.[Sph_{0,40}]$$

Fig.45 - Les variogrammes du mur et du toit de l’Albien et ces fonctions.

La première structure a une portée d’environ 22km et la deuxième portée est d’ordre de 46 km. Il faut signaler que le degré de variabilité du mur est plus grand que celui du toit par ce que le palier du variogramme du mur est plus grand : 38500 (m)² (fig. 45). Les paramètres des deux variogrammes sont utilisés pour l’estimation du toit et du mur de l’Albien (fig.46, et fig.47). Pour une meilleure estimation du toit et du mur, la validation croisée a été réalisée. Pour cette raison plusieurs ajustements des variogrammes sont faits. Les meilleurs ajustements ont donné des coefficients de détermination multiples et des coefficients d’estimation relativement bonnes Z estimé/ Z Résiduelle (tableau. 1).

Tableau.1 - Les indices de performances d’estimation de la géométrie de l’Albien

	Le toit	Le mur
Coefficients de détermination multiples R ²	0.698	0.610
Coefficients d’estimation Z estimé / Z Résiduel	0.792	0.733

La carte d’isovaleurs du mur (fig.46) de l’Albien montre des variations de profondeurs : de l’axe le plus profond est d’ElHadjira jusqu’au sondage J10 - 68. L’axe le plus élevé du mur est celui de Haoud Barkaoui et le môle de Hassi Messaoud. Kh’chem Errih représente la limite entre les deux zones. En ce qui concerne le toit de l’Albien (fig. 47), l’axe le plus élevé

est celui du Haoud Barkaoui, et du Hassi Messaoud. Cependant, Kh'chem Errih est entre les deux zones.

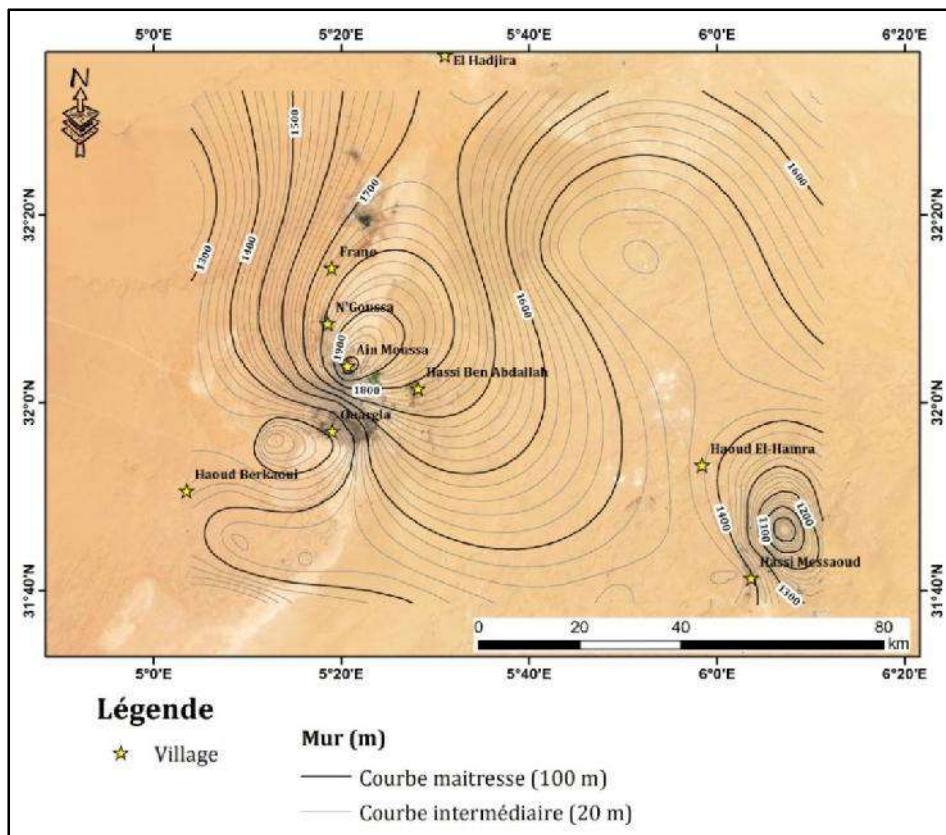


Fig. 46- Carte d'isobathe de l'Albien du secteur d'étude.

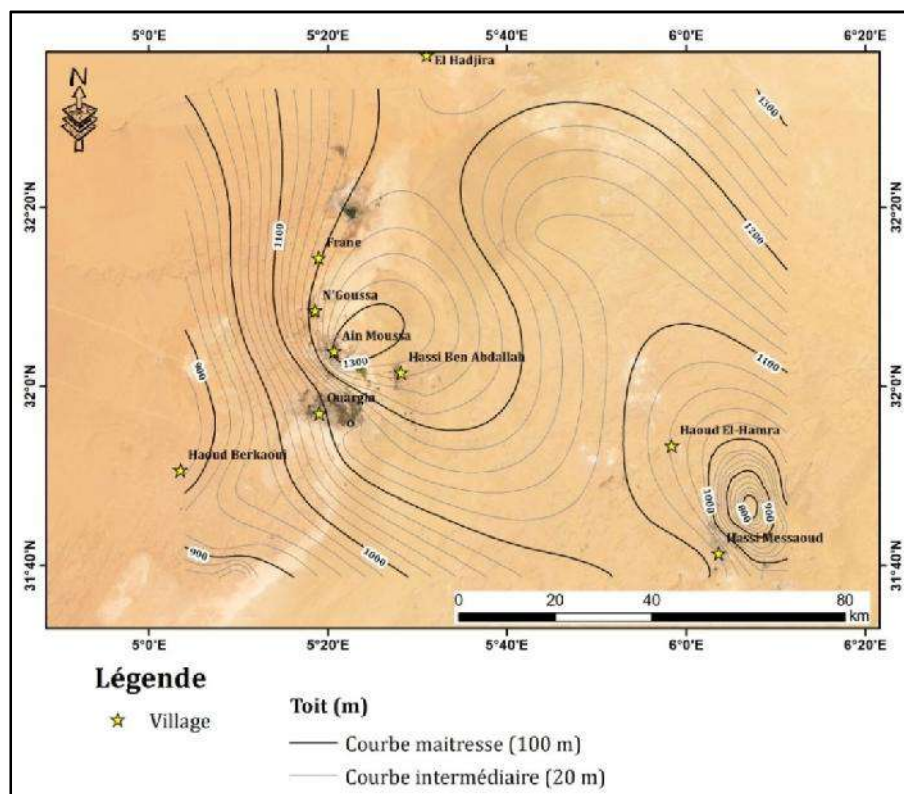


Fig. 47- Carte d'isotoit de l'Albien du secteur d'étude.

IV. 3. Coupes stratigraphiques de la région

Pour mieux comprendre le changement lithologique et surtout celle de l'Albien une corrélation NE- SO entre des sondages a été réalisée (fig. 48).

On remarque l'absence de l'Éocène sur les deux derniers sondages (Khcem Errih et OKN40) marquant une lacune stratigraphique qu'on peut attribuer à la phase compressive pyrénéenne, orientée NNE- SSW, ce qui s'est traduit par une érosion locale des terrains éocènes.

Il faut signaler l'apparition de Sénonien Salifère en allant vers le Sud-Ouest (Guellala Nord et Haoud Berkaoui (OKN40)).

Après la mise en place des formations marines du primaire, la plateforme saharienne a subi des mouvements tectoniques hercyniens horizontaux et verticaux, en suite des mouvements post-triasiques ayant conduit à l'affaissement du Sahara oriental.

Le Trias se caractérise surtout des dépôts d'argiles et des calcaires marquant une vaste transgression. Au Trias supérieur (Keuper) un régime lagunaire s'installe sur l'ensemble de la cuvette. Au Jurassique et au Crétacé inférieur. Les sédiments accumulés à cette époque sont des sables éoliens et fluviatiles et des argiles continentales. Ces dépôts se sont transformés en grès poreux : c'est le Continental Intercalaire (l'Albien)

L'Albien est caractérisé par une grande épaisseur (>500m) dans les forages (Guellala Nord et OKN40). Il est marqué essentiellement par des formations détritiques : grès, sables, parfois des argiles, des marnes et très rarement des calcaires et des calcaires dolomitiques (Guellala Nord). Au Cénomaniens inférieur une mer peu profonde s'avance vers le Sud jusqu'au Tassili. Elle a connu plusieurs phases de régression. Les dépôts se composent ainsi d'alternance d'argile et d'anhydrite forage OKN 40 de Haoud Berkaoui . Au Cénomaniens supérieur le régime est plus marin avec des dépôts de dolomies et des calcaires dolomitiques disposés en bancs de quelques mètres d'épaisseur ; au forage Guellala Nord l'épaisseur du banc est de 200m . Au Turonien c'est un régime marin franc responsable de dépôt de calcaires et de dolomies ne dépassant pas les 100 m sur l'ensemble du Sahara algérien. À la fin de cet étage la mer est remplacée par des lagunes, donc des dépôts d'alternance irrégulière de bancs d'anhydrite de dolomies d'argiles et de sels ; c'est le Sénonien lagunaire (anhydritique).

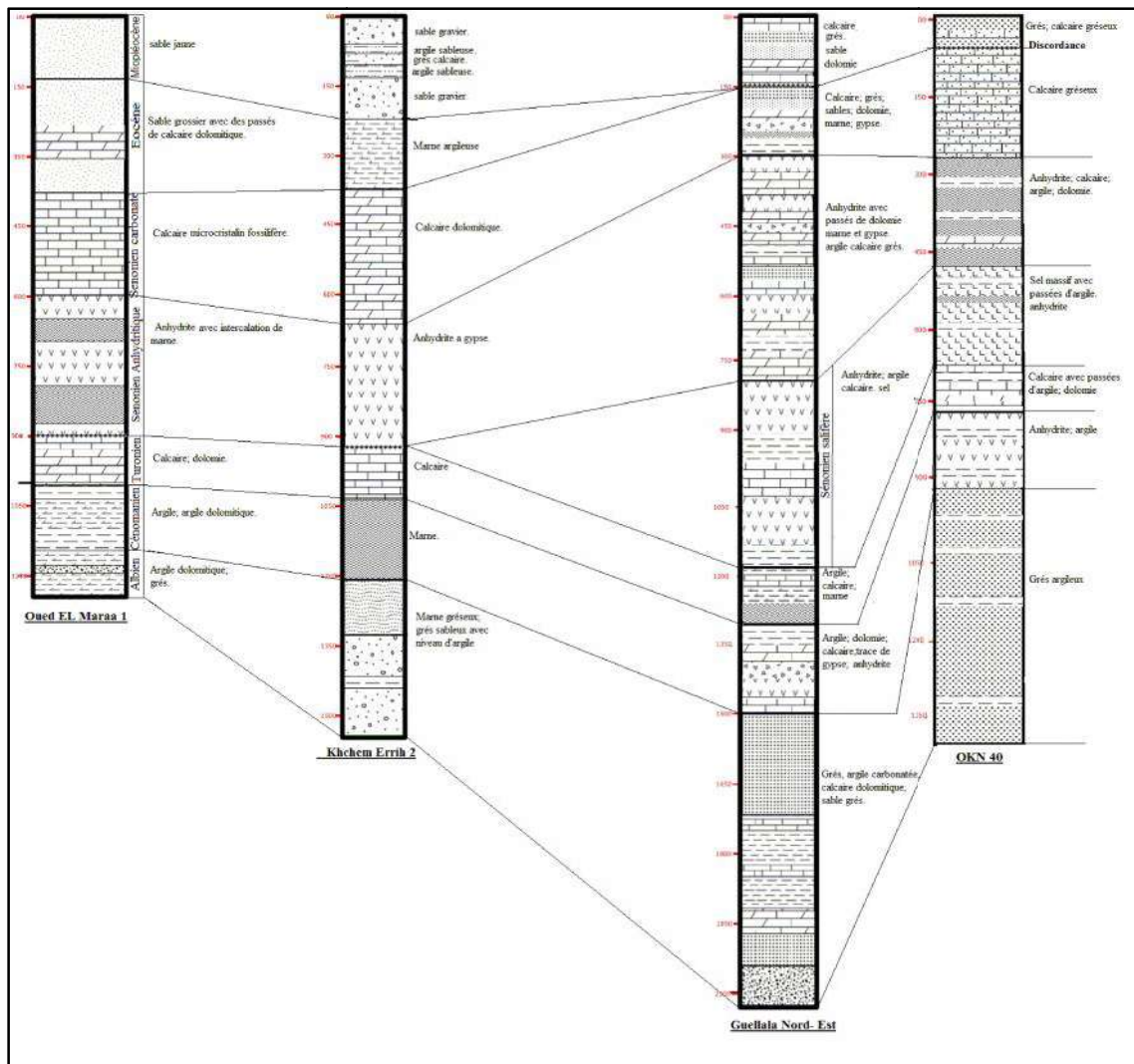


Fig.48- Corrélation des sondages Nord-Est et Sud- Ouest de la région d'Ouargla.

Le Sénonien supérieur est caractérisé par une transgression marine responsable du dépôt de dolomies ; calcaires dolomitiques et d'intercalation de marnes, d'argiles et quelques fois d'anhydrite. Il faut signaler que le Sénonien salifère est absent dans les deux premiers forages de la partie Nord Est de la région (fig. 48 et fig. 49).

À l'Éocène la mer s'étendait à l'ensemble du bassin, tandis que se poursuivait, au Nord, un mouvement de subsidence révélé par un accroissement des épaisseurs des dépôts carbonatés du Sénonien. Après l'Éocène inférieur la mer n'occupe qu'un golf très réduit au Nord de la cuvette d'Ouargla. Il s'agit d'une mer résiduelle où se sont déposés alternativement des calcaires, des argiles des marnes et des anhydrites, observés sur les forages d'El' Maraa et K'hchem Errih.

Au Mio-pliocène et à partir de Miocène une érosion intense des hautes montagnes de l'Atlas s'est produite permettant la construction d'un vaste glacis au piémont, composé de sables et des argiles rouges reposant, en discordance, sur des terrains variés, allant du Primaire à l'Ouest à l'Éocène à l'Est. (forages Guellala Nord et OKN40).

Pour bien visualiser les changements stratigraphiques de la région d'étude, les coupes AC, BB' et CC' réalisés par le logiciel Arc Gis 10.3 (Cf.fig. 44) sont réalisées sans estimation ; c'est-à-dire joindre les limites des étages seulement. La coupe AC entre El Maraa et OKN40 (Haoud Berkaoui) (fig. 49) montre que l'épaisseur de l'Albien augmente en allant du Nord-Est au Sud-Ouest, sa profondeur augmente en allant vers Haoud Berkaoui jusqu'à 800m. L'épaisseur du Turonien augmente vers El Maraa sa profondeur diminue aussi d'El Maraa au OKN40 (Haoud Berkaoui). Le Cénomaniens, son épaisseur semble constante, sa profondeur diminue vers El Maraa (1000m). L'épaisseur de l'Albien augmente en allant vers le Sud-Ouest de la région d'étude (fig. 49), mais leur profondeur augmente vers la même direction. Après la région de Khchem Errih qui se situe presque au centre de notre zone d'étude, la stratigraphie présente un événement particulier : Il s'agit de l'apparition de l'étage Éocène (absent au Sud de Berkaoui) et la disparition du Sénonien salifère.

La coupe BB' (fig. 50), indique que la profondeur de l'Albien augmente en allant à El Hadjira (1600m), et son épaisseur est minimale dans la région de Kh'chem Errih. L'épaisseur du Sénonien reste constante sur toute la coupe, alors que sa profondeur devient plus importante vers la région El Hadjira.

L'épaisseur du Turonien augmente brusquement au forage D16 K10 (Hassi Messaoud). Par ailleurs, le Sénonien salifère n'existe pas suivant la coupe BB' (fig. 50).

Le Sénonien anhydritique et le Sénonien carbonaté montrent des épaisseurs constantes mais leurs profondeurs diminuent vers la région de Haoud Berkaoui. On remarque un soulèvement des différentes couches même celles de l'Albien vers OKN40.

La coupe CC' montre que l'épaisseur de l'Albien diminue brusquement dans la région de Hassi Messaoud (OMG57, OMP872), et vers la région d'El Maraa. Sa profondeur diminue aussi dans la même direction (fig. 51). L'épaisseur du Cénomaniens augmente vers la région de Hassi Méssaoud, alors que celle du Turonien demeure la même sur toute la coupe.

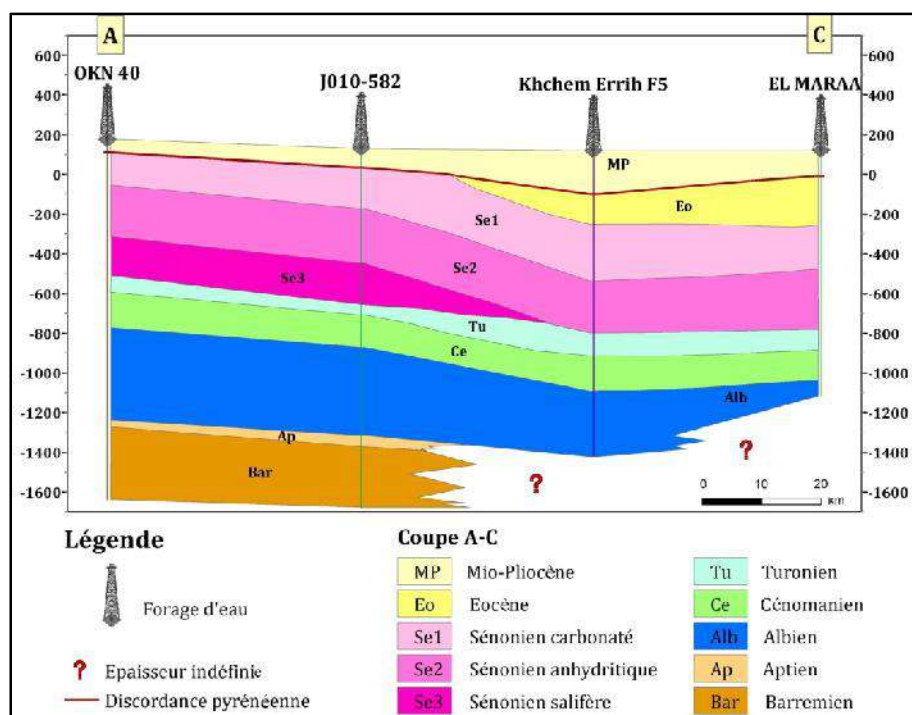


Fig. 49 - Coupe AC réalisée sans estimation du model stratigraphique.

Le Sénonien salifère apparaisse seulement au niveau du sondage OMP 872, avec une épaisseur minimale.

Le Sénonien anhydritique et le Sénonien carbonaté ont les mêmes formes et leurs épaisseurs atteignent leurs maximums au niveau du sondage OMG 57.

L'Éocène n'existe qu'au niveau du sondage OMG 57. La profondeur du Mio-pliocène augment vers le sondage OMP 872. Toutes les profondeurs des étages diminuent vers El Maraa sauf l'Éocène qui augmente.

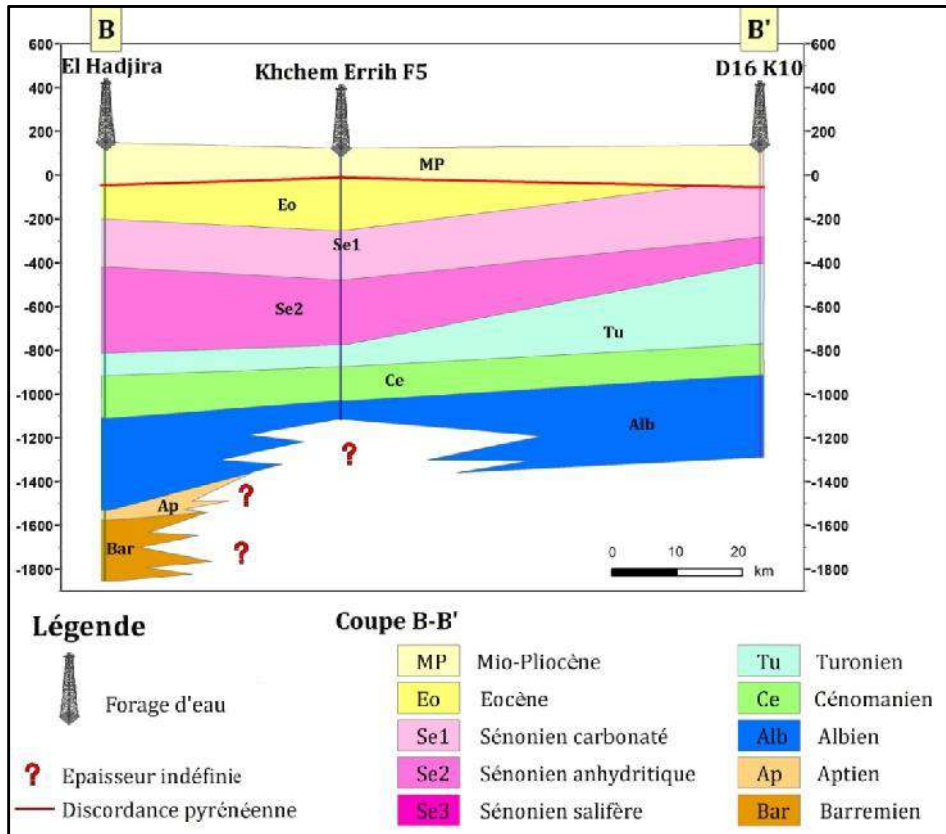


Fig. 50 - Coupe BB' réalisée sans estimation du model stratigraphique.

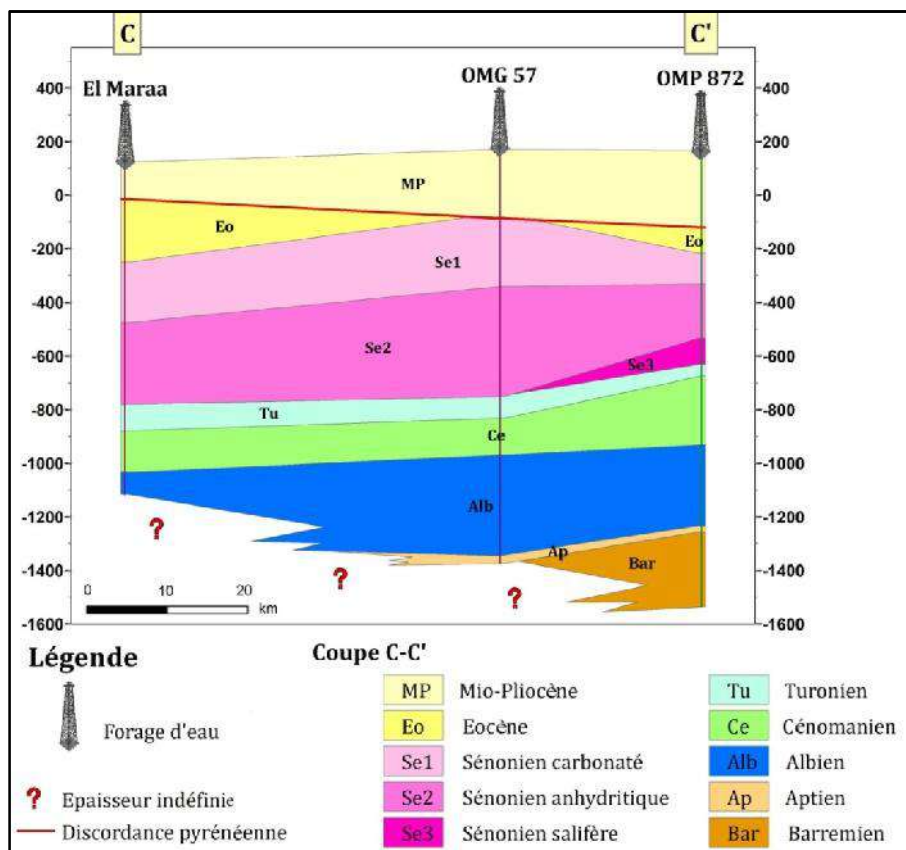


Fig.51- Coupe CC' réalisée sans estimation du model stratigraphique.

IV.4. Le model géologiques stratigraphique :

La méthode mathématique utilisé pour la réalisation du model stratigraphique est le krigeage ordinaire par blocs ; les données utilisées pour la réalisation sont l'Albien.

Les points de contrôle du modèle stratigraphique correspondent aux données de forages, qui donnent les limites des horizons des âges stratigraphiques. Ces points de contrôle peuvent également contenir des erreurs, d'où l'intérêt de voir la corrélation des points proches ou voir les sondages Bis. Vu l'indisponibilité des données structurales et géophysiques, le niveau de confiance d'estimation du model et de 80% intégré au logiciel.

Les mouvements hercyniens majeurs ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne. Sur le secteur étudié, les résultats sont bien visibles sur l'écorché pré-mésozoïque de la région de Hassi Messaoud et ses environs.

Les failles observées sont de direction Nord-est et Sud-est. Ces failles sont à l'origine des Horsts à Hassi Messaoud et Haoud Berkaoui. La combinaison entre le model stratigraphiques et l'écorché (fig. 52). Cette figure montre que les failles (F1 ; F2 et F3) visibles sur l'écorché existent sur le model. La faille (F4) n'est visible seulement que sur le model. Les profondeurs des failles sont contenues de la surface jusqu'à l'Albien (fig. 52 ; fig.53 et fig.54), ce qui implique un contact structural entre la nappe du complexe terminal et celle du continental intercalaire.

À Haoud Berkaoui (fig. 52) un bloc éjecté par des failles représentant un anticlinal. L'Albien est donc affecté par plusieurs phénomènes tectoniques.

Les mouvements précurseurs de la phase autrichienne (110 Ma) au Crétacé inférieur se font détectés dès le Lias avec des phénomènes d'inversion et leur paroxysme atteint l'Aptien (érosion de l'Aptien dans des puits pétroliers).

La mise en place des hydrocarbures a commencé au Lias et s'est poursuivie durant l'Albien et le Cénomaniens ; (du début du Jurassique et s'est poursuivie pendant le Crétacé). Cette phase correspondant à un raccourcissement Est- Ouest (mouvements compressifs) qui peut être la cause du plissement de la région de Hassi Messaoud qui atteint l'Albien (fig. 53). Le degré de plissement diminue en allant vers Ouargla centre (fig. 53).

L'impact de la phase atlasique (Éocène) d'âge fin Eocène-Miocène se traduit par la compression de direction NNE-SSW ensuite par l'érosion locale des terrains éocènes sur les régions les plus élevées (Hassi Messaoud et Haoud Berkaoui) (fig. 48, fig.51, fig.52 et fig.53). L'orogénèse atlasique est postérieure à la mise en place du CI (Albien), touché par les effets de l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse autrichienne : des plissements de direction Nord-Sud et des failles NE-SO.

Les mêmes directions des coupes réalisées à travers le model stratigraphique présentent les mêmes critères que les coupes réalisées sans estimation du model (coupes : AC, BB et CC

La coupe AC' (fig.55) issue du model stratigraphique estimé présente les mêmes caractéristiques que la coupe réalisée sans estimation du model (fig. 49) ; néanmoins le plissement est plus remarquable sur la coupe AC du model estimé (fig. 55).

Les deux coupes BB' et CC' (fig. 56 et fig.57) montrent l'existence du Sénonien salifère au niveau du puits D16K10 (fig. 57), alors qu'il n'existe pas sur les informations du même sondage D16K10 (région de Hassi Messaoud). Par ailleurs, à plus de 650 m de profondeur les formations rencontrées sont : du sel massif blanc avec intercalation d'argile bariolée et d'anhydrite cristalline ainsi que des passés de dolomie beige ; des formations reconnues du Sénonien salifère. Le plissement qui va jusqu'à l'Albien est aussi montré (fig.56). La profondeur de l'Albien est environ 1500 m il augment vers Haoud Berkaoui (OKN40).

Il est à noter également que le Sénonien salifère n'existe pas sur le sondage OMG57 alors qu'il existe sur la coupe CC' (fig. 57) du model estimé et reconnu par la nature lithologique de ses formations. L'épaisseur d'Albien diminue en allant vers El Maraa. Un plissement des formations affectant l'Albien commence au-delà du sondage de khchem Errih vers Hassi Messaoud (fig. 56).

Conclusion

L'étude variographique du mur et du toit de CI sont calculé est ajusté à des modèles géologiques indiquant qu'il est contrôlé par plusieurs phénomènes géologiques tectonique surtout qu'il faut les confirmer en utilisant d'autres méthodes analytiques.

Le model stratigraphique du secteur montre que l'Albien est affecté par des failles NE-SO et des plissements dans la région de Hassi Messaoud, et est éjecté avec le bloc de Haoud Berkaoui.

Ce qui conduit éventuellement à des échanges des eaux de l'Albien avec les eaux des autres nappes sus-jacentes par le biais des failles rejouées à plusieurs reprises.

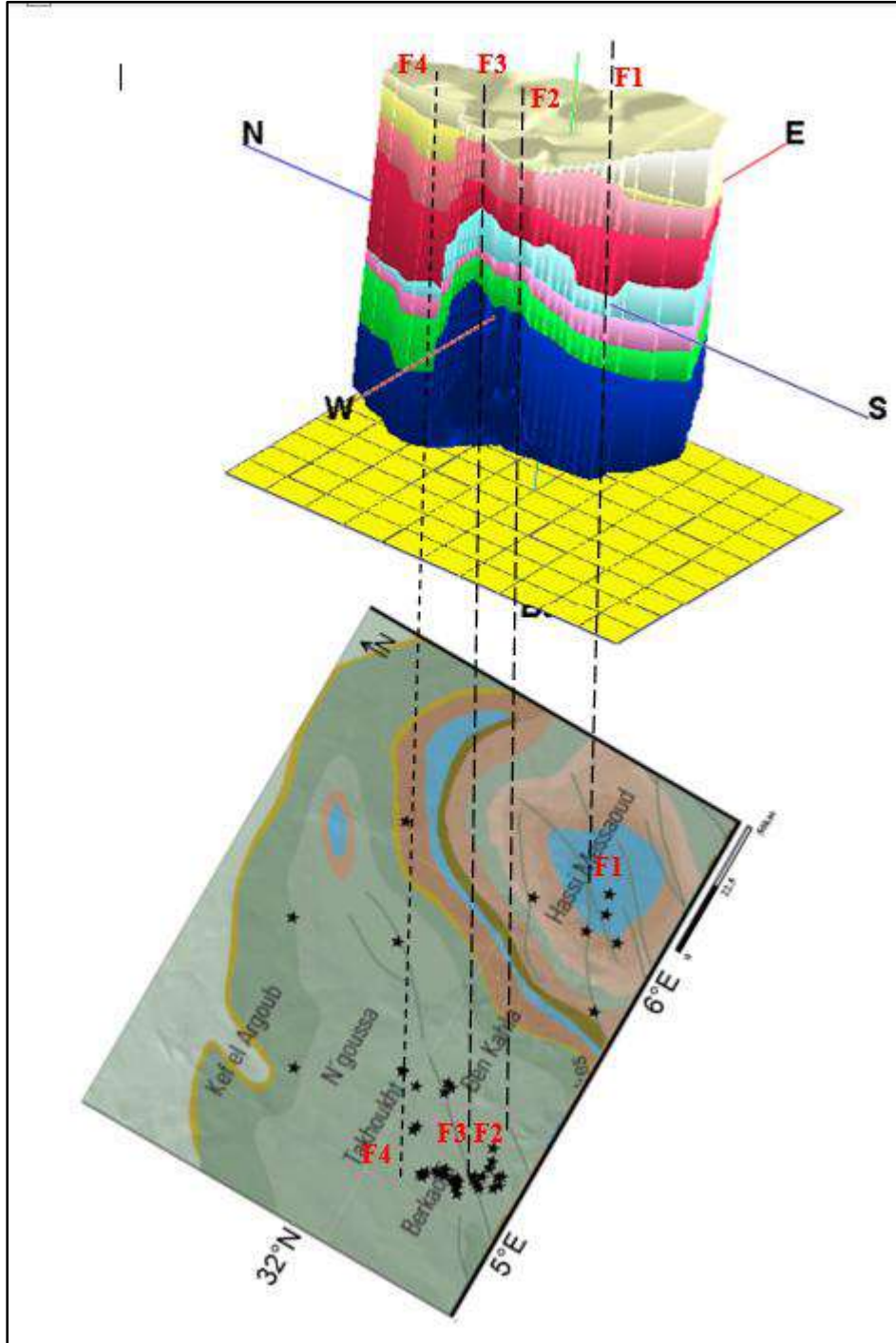


Fig.52- Corrélation entre l'écorché et le model stratigraphique de la région.

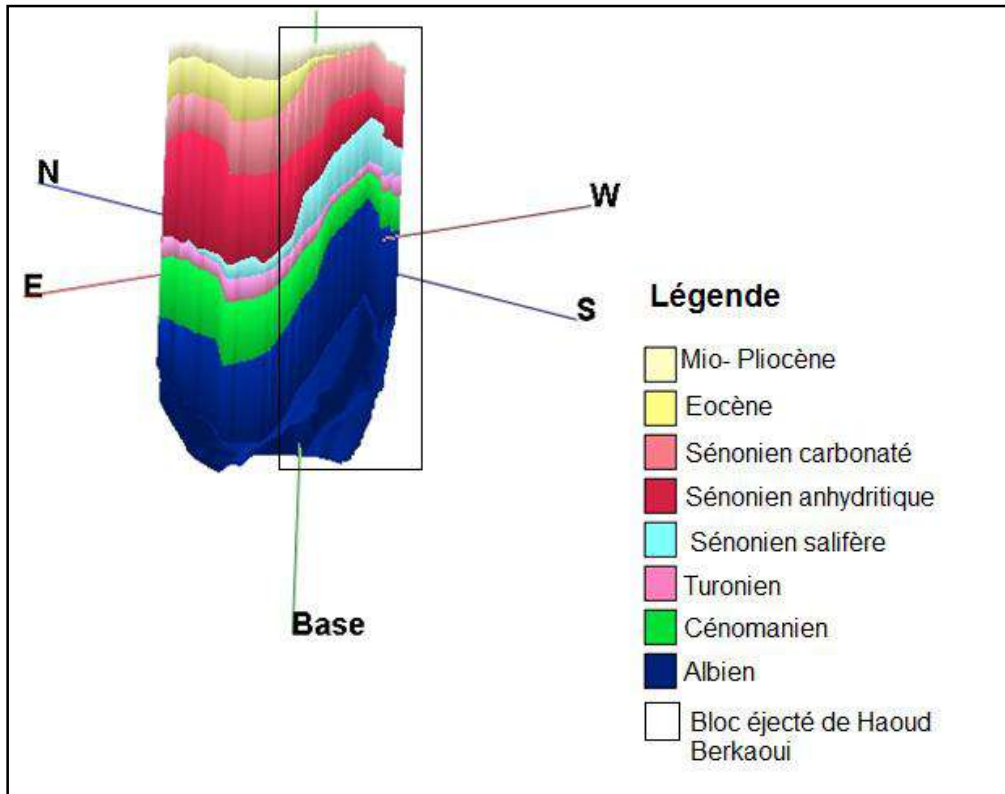


Fig. 53- Le bloc éjecté de Haoud Berkaoui.

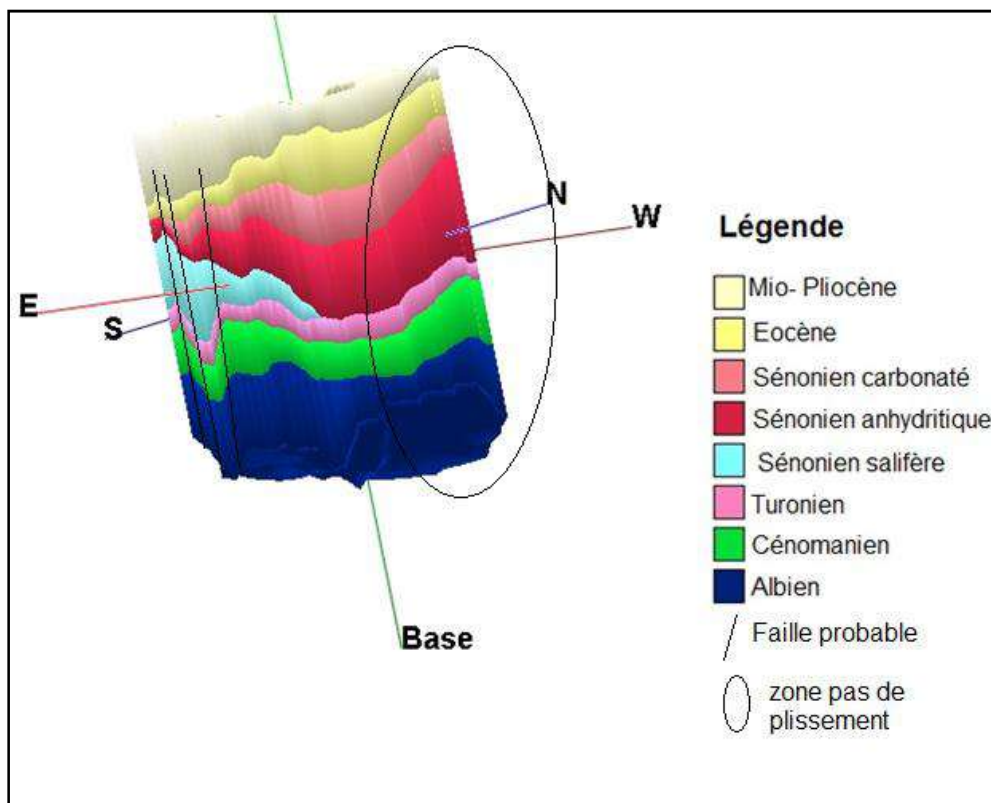


Fig.54 - Le plissement de la région de Hassi Messaoud.

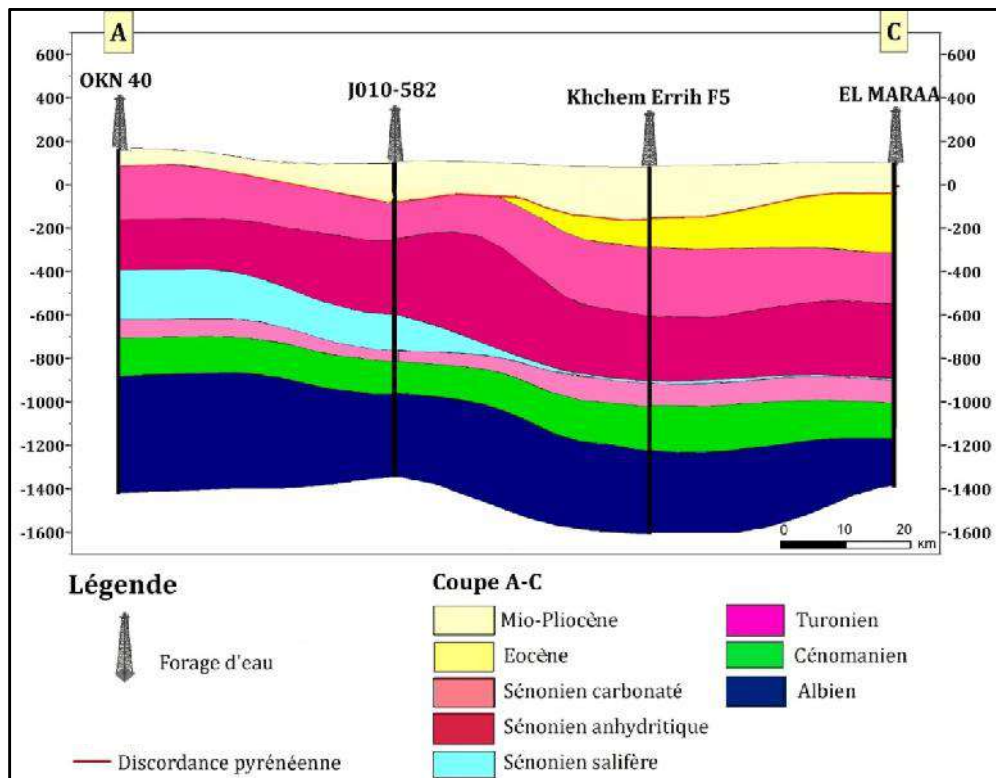


Fig. 55 - Coupe AC réalisé à partir du model stratigraphique estimé.

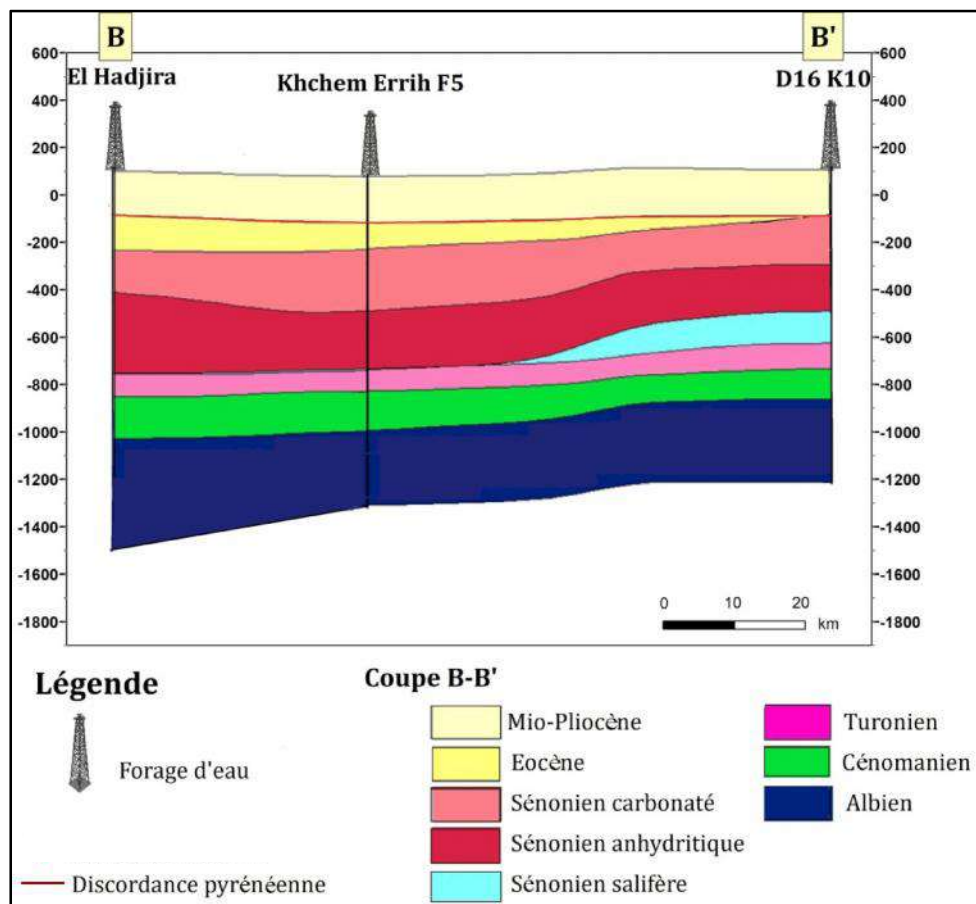


Fig. 56 - Coupe BB' réalisé à partir du model stratigraphique estimé.

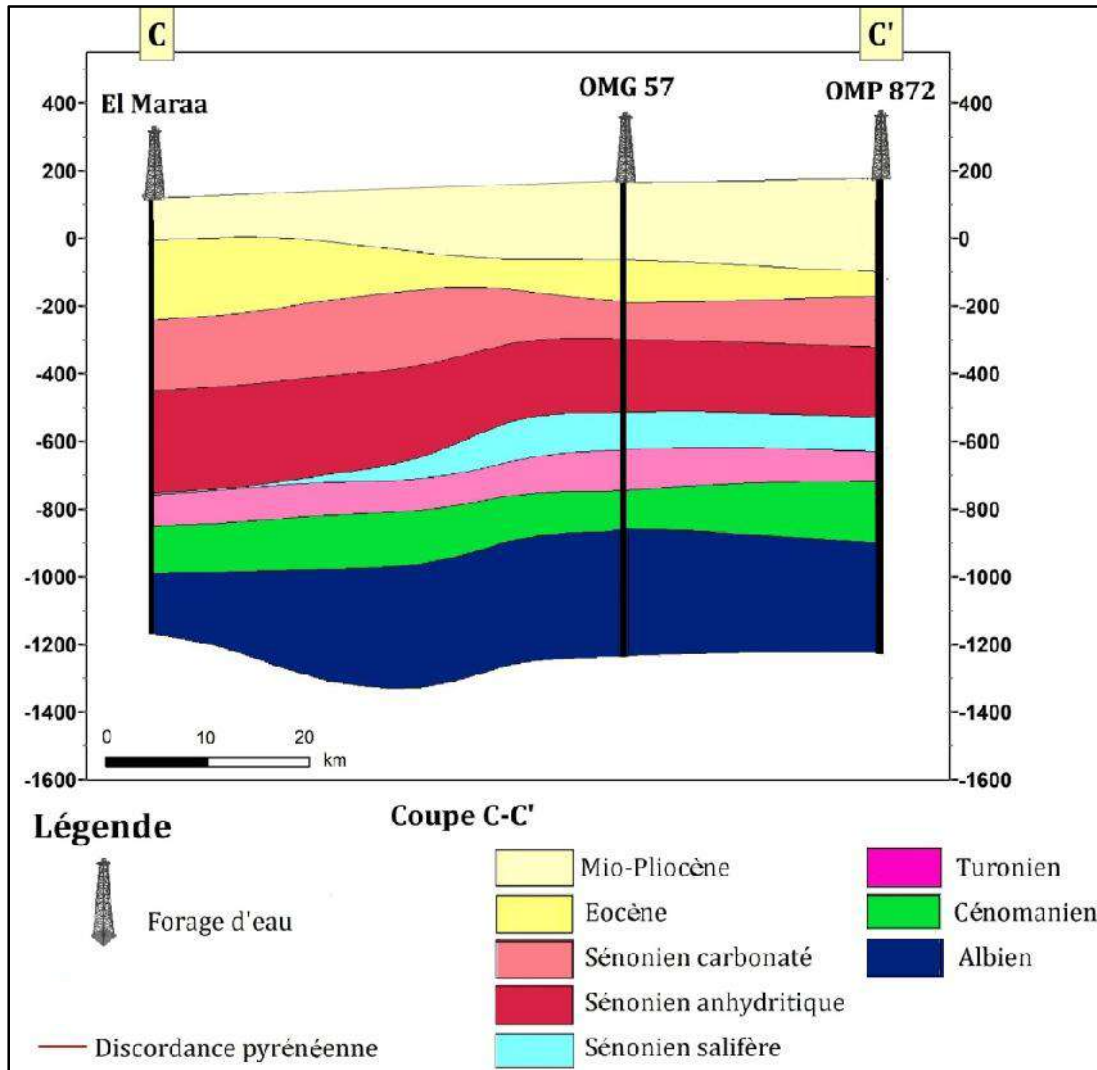


Fig.57- Coupe CC' réalisé à partir du model stratigraphique estimé.

Chapitre V

Statistiques des éléments majeurs de Continental intercalaire

Chapitre V. Statistiques des éléments majeurs de continental intercalaire (CI)

Introduction : Dans le présent chapitre, on va présenter les principaux résultats de traitement statistique de la distribution des éléments majeurs dans les eaux du Continental Intercalaire (CI).

V. 1. Statistique élémentaire des éléments chimiques de CI : Le traitement statistique des éléments majeurs a été réalisé sur un ensemble de 488 analyses.

V. 1.1. Statistique monovariée : L'étude statistique des éléments chimiques majeurs (tab.2) montre une hétérogénéité de tous les éléments chimiques majeurs, car la variance des éléments est très importante que la somme de la moyenne et deux fois l'écart-type ce qui implique l'existence de plusieurs populations indiquant une différenciation d'origine de ces éléments. Les teneurs moyennes les plus élevées sont celles de SO_4^{2-} , Cl^- et Na^+ . Les variances les plus élevées sont celles du SO_4^{2-} , et Cl^- . Il faut signaler qu'il y a des échantillons qui ont des valeurs nulles (0 g/t) de point de vue de SO_4^{2-} , SiO_2 .

Tableau. 2 - Tableau statistique des éléments majeurs de CI

	Moy	Médiane	Min	Max	Étendue	Variance	Écart type	Moy +2s
Ca^{2+} (mg/l)	120.376	106.50	9.0	1110	1101.0	6268.133	79.172	278.718
Mg^{2+} (mg/l)	74.402	69.750	3.0	365	362.00	1541.851	39.266	152.935
Na^+ (mg/l)	274.478	255.00	15.0	860	845.00	18198.422	134.902	544.281
K^+ (mg/l)	28.757	23.25	4.0	600	596.00	1134.129	33.677	96.111
Cl^- (mg/l)	418.086	380.00	17.5	1500	1482.50	49172.168	221.748	861.582
SO_4^{2-} (mg/l)	452.191	425.50	0.0	2100	2100.00	68121.422	261.001	974.193
SiO_2 (mg/l)	9.038	7.50	0.0	68	68.00	127.213	11.279	31.596
HCO_3^- (mg/l)	130.743	135.50	9.0	265	256.00	1998.431	44.704	220.150

V. 1. 2. Statistiques bivariées et multivariées : pour comprendre les relations géochimiques binaires et multiples entre les éléments chimiques majeurs des eaux du CI par les méthodes statistiques bi et multivariées.

En effet, nous avons établi une matrice de corrélation des éléments chimiques. (tab.3). Cette et Na^+ ce qui laisse penser à l'importance de la dissolution des évaporites dans les eaux de l'aquifère et en particulier l'Halite (NaCl) et d'un degré moindre le gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ainsi quelles sels sulfatés ; c'est pourquoi des corrélations significatives des sulfates avec le calcium, le sodium et le magnésium avec des coefficients de corrélation respectivement : 0.69, 0.71, et 0.73 ; Par ailleurs, les bicarbonates, la silice et le potassium ne présentent pas de corrélations significatives ni entre eux ni avec les autres éléments.

Tableau. 3 - Matrice de corrélation des éléments majeurs de CI

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	SiO_2	HCO_3^-
Ca^{2+} (mg/l)	1.00	0.50	0.48	0.11	0.47	0.69	0.17	0.21
Mg^{2+} (mg/l)		1.00	0.58	0.45	0.61	0.73	0.22	0.25
Na^+ (mg/l)			1.00	0.20	0.91	0.71	0.26	0.06
K^+ (mg/l)				1.00	0.31	0.13	0.01	-0.06
Cl^- (mg/l)					1.00	0.58	0.29	0.03
SO_4^{2-} (mg/l)						1.00	0.23	0.21
SiO_2 (mg/l)							1.00	0.04
HCO_3^- (mg/l)								1.00

Les statistiques multivariées appliquées sont : l'analyse en composante principale (ACP) et la classification ascendante hiérarchique (CAH).

L'ACP (fig.58) a révélé un couple (Na, Cl) d'origine commune (Halite), et une population bien corrélée regroupant les Ca, SO_4 et Mg, ce qui suggère que Ca et Mg sont d'origine évaporitique et non pas carbonatée, car les bicarbonates sont écartés de l'ensemble des autres éléments.

Quant à la silice elle s'oppose au K, ce qui suggère que le potassium est issu de l'altération des silicates, lors des phénomènes d'hydrolyse ou substitution des silicates.

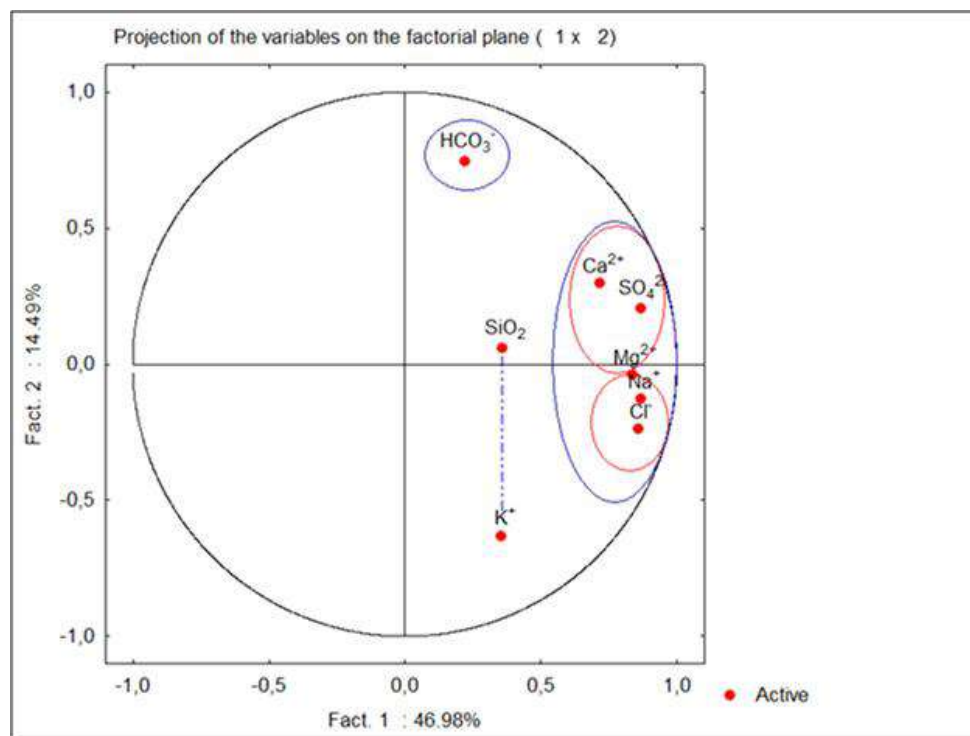


Fig. 58 - L'ACP des éléments majeurs dans les eaux du CI total.

L'analyse de la classification ascendante hiérarchique CAH des éléments majeurs (Fig.46) regroupe les familles suivantes :

- La première famille représente le pôle évaporitique (Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-}) montrant des concentrations en chlorures, sulfates et sodium correspond à l'halite (NaCl) et le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ;
- La deuxième famille représente les silicates (SiO_2 et K^+) ;
- La troisième famille est caractérisée par présence du pôle carbonaté (Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) correspond au faciès des carbonates (CaCO_3) et dolomies ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).

Le dendrogramme de classification ascendante hiérarchique (fig. 59), montre la contribution des évaporites dans la minéralisation des eaux, mais aussi confirme l'influence de la matrice carbonatée sur la minéralisation des eaux, qui est présente dans la lithologie du CI par des calcaires et dolomies. Le pôle des éléments K et SiO₂, apportés par altération des silicates, que ce soit les argiles cénomaniennes du toit du CI ou bien aux contacts avec les schistes du Dévonien à la base.

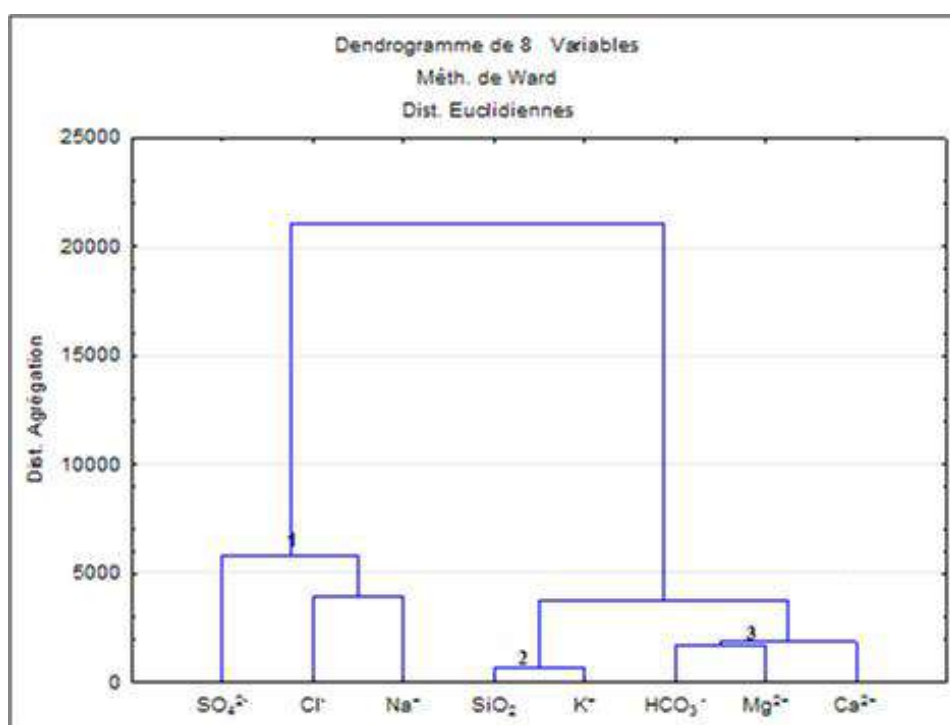


Fig. 59 - La classification hiérarchique de l'élément majeur dans les eaux du CI.

V. 2. Statistique des éléments chimique majeurs sur la partie oriental du CI : ces analyses statistiques ont été réalisées sur un effectif de 26 échantillons répartis dans le bassin oriental étendu à El Assafia ; aux pieds monts de l'atlas.

V.2. 1. Statistiques monovariée : L'étude statistique des éléments chimique majeurs de la région d'Ouargla avec la profondeur et la température (tab.4) montre une hétérogénéité de tous les éléments, car la variance des éléments est plus importante que la moyenne + deux (2)

écart type ce qui implique l'existence de plusieurs populations indiquant une différenciation des ces origines.

Tableau.4 - Les statistiques des éléments chimiques partie oriental de CI

	Moy	Médiane	Min	Max	Étendue	Variance	Écart-type	Moy +2s
Prof(m)	1228,920	1450,0	100	1895	1795	419562,4	647,7364	2524,39275
T(c°)	41,840	46,5	20,6	55,7	35,1	116,4	10,7889	63,4178436
Na⁺	243,756	232,0	72,9	629,0	556,1	9970,2	99,8509	443,457745
K⁺	28,496	32,0	8,2	50,0	41,8	182,0	13,4895	55,4750956
Ca²⁺	202,968	189,0	97,2	361,0	263,8	2951,4	54,3272	311,622356
Mg²⁺	76,844	77,6	37,4	105,0	67,6	264,8	16,2712	109,386438
HCO₃⁻	157,880	165,0	101	210,0	109	666,7	25,8204	209,520811
SO₄²⁻	616,080	593,0	294	1090,0	796	29696,4	172,3265	960,732927
Cl⁻	400,000	419,0	159	627,0	468	12213,2	110,5132	621,026394
Si⁺⁴	9,256	10,2	5,20	14,8	9,6	8,1	2,8471	14,9501725
Mn⁺²	32,080	27,0	2,00	213,0	211,0	1803,2	42,4636	117,007263

Les graphes de probabilités des éléments : Les graphes de probabilités des éléments : Si ; K ; T et profondeur (figs. 60, 61, 62 et 63) montre une distribution hétérogène et l'existence de quatre sous populations et trois points d'inflexions ce qui peut nous indiquer sur l'existence de plusieurs origines à différentes températures et profondeurs.

- La première population représente profondeur de 0 m à 400 m ; de 20°C à 28°C et des teneurs de Si et de K⁺, respectivement de 5 mg/l et 9 mg/l ;

- La deuxième population : 10 mg/l de Si et 32 mg/l de K⁺, avec une température de 30° et de 400 m à 1000 m de profondeur ;

- La troisième population : supérieur à 12 mg/l de K⁺, supérieur à 45 mg/l de SiO₂ ; la température et la profondeur sont supérieurs à : 50°, 1700m.

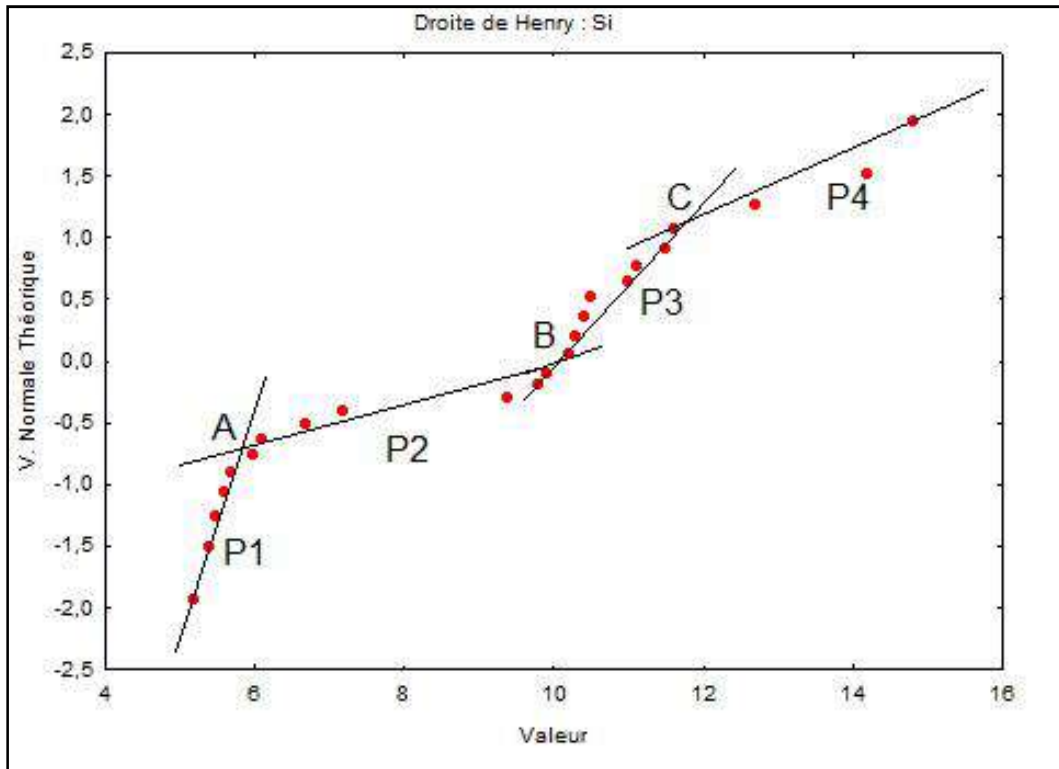


Fig.60 - Graphe de probabilité de SiO₂ : A, B et C le point d'inflexions qui séparent les quatre sous populations.

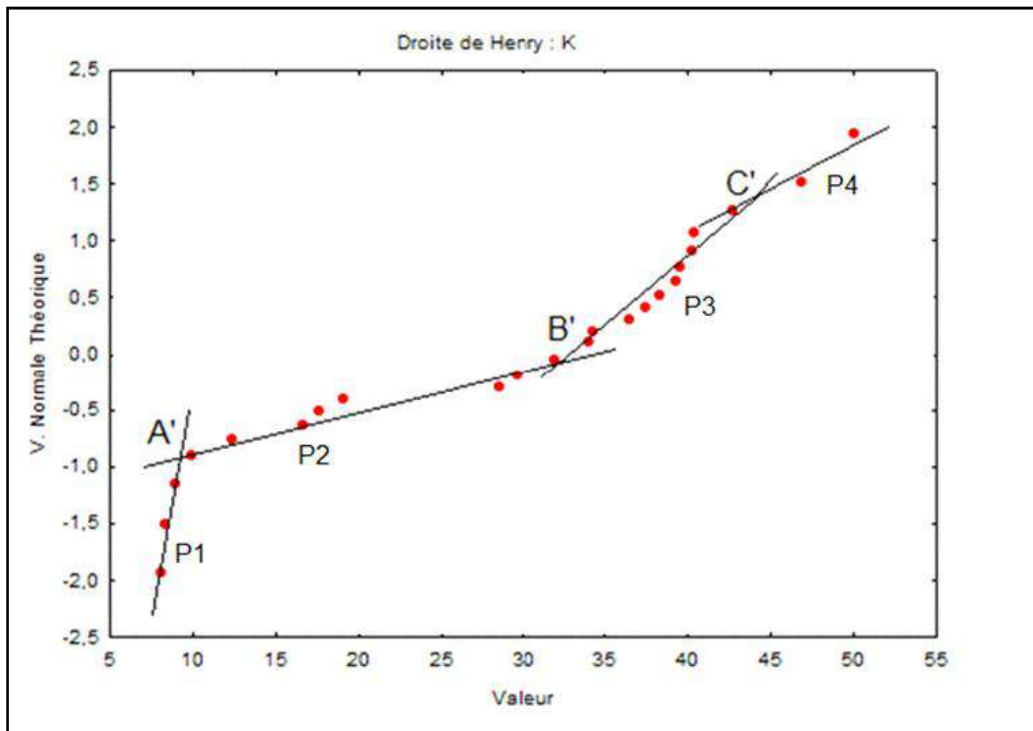


Fig.61- Graphe de probabilité de K⁺ : A', B' et C' les point d'inflexions qui séparent les quatre sous populations.

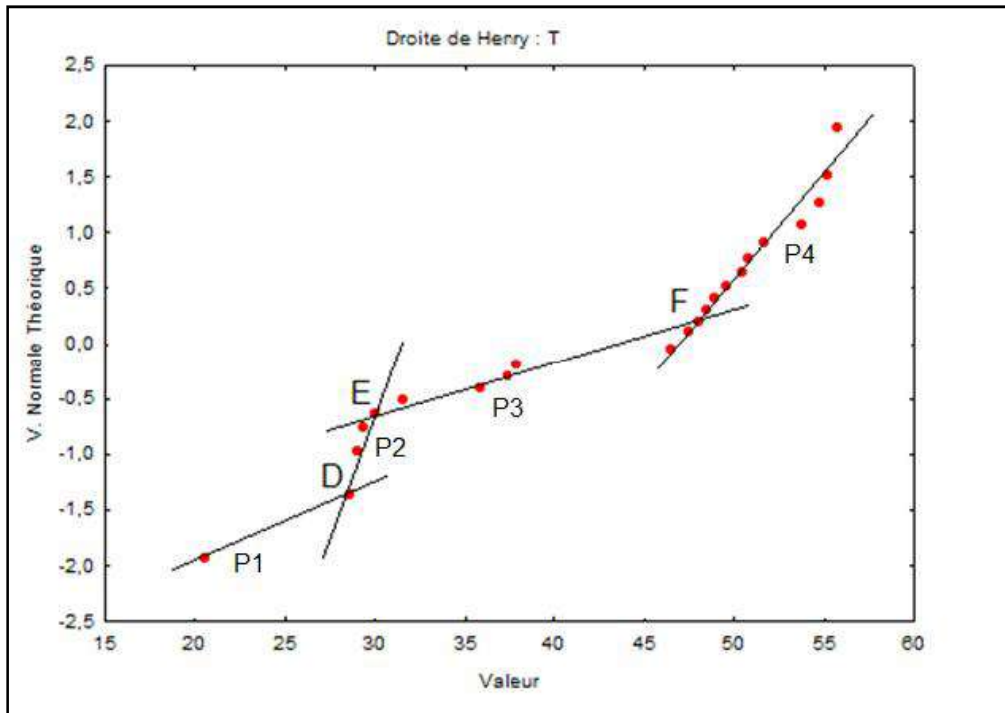


Fig.62 - Graphe de probabilité de température : D, E et F les point d'inflexions qui séparent les quatre sous populations.

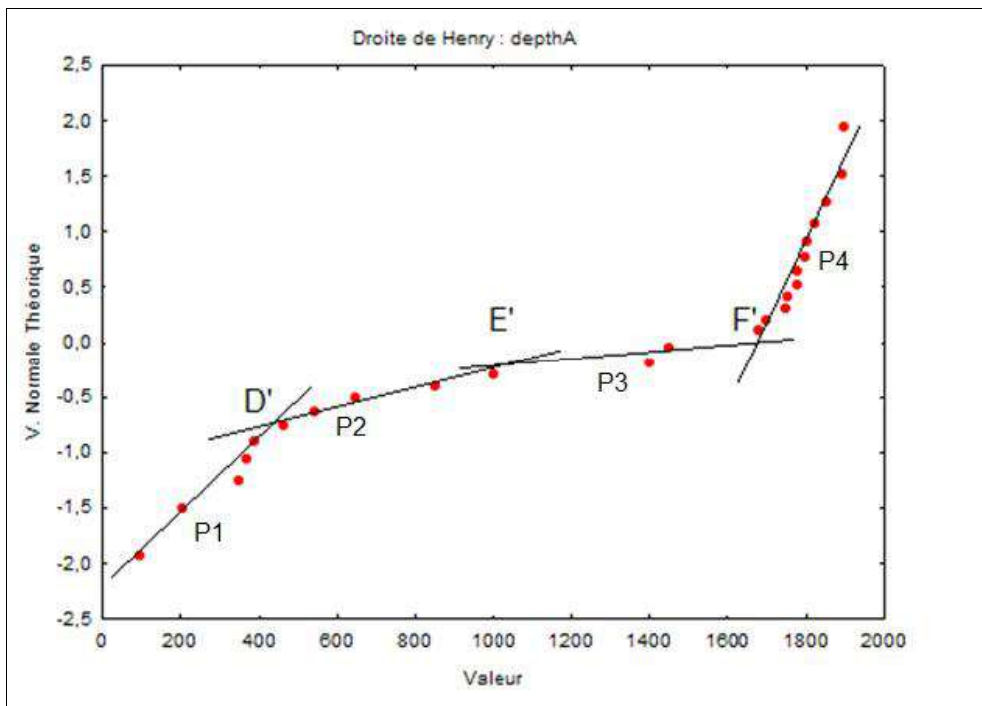


Fig.63 - Graphe de probabilité de la profondeur : D', E' et F' les point d'inflexions qui séparent les quatre sous populations.

V.2. 2. Statistiques bivariées et multivariées : La matrice de corrélation des éléments chimiques montre que les coefficients de corrélations les plus élevés est 0.95, 0.94, 0.87, 0.86, 0.85 entre les éléments K^+ et Si et Cl^- et les deux paramètres pression et température. Le coefficient de corrélation le plus élève est celui de SiO_2 / K^+ qui est de l'ordre de 0.95 (tab.5) peut expliquer les phénomènes de d'altération des formations silicatés lors des phénomènes d'hydrolyse ou substitution. Aussi, une corrélation hautement significative entre T° et P est de 0.94 qui peuvent s'expliquer par l'augmentation du gradient géothermique au fur et à mesure que la profondeur augmente. Le coefficient de corrélation de SO_4^{2-} / Ca^{2+} est de 0.77, alors que celui de K / Cl est de 0.80, ce qui montre la dissolution des sels sulfate de calcium et chlorure de potassium (tab.6).

Tableau.5 - Matrice de corrélation des éléments majeurs de la partie oriental de CI.

	P (m)	T (°)	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	HCO₃	SO₄²⁻	Cl⁻	Si
P (m)	1.00	0.94	0.31	0.91	0.33	0.47	-0.28	0.18	0.81	0.86
T (°)		1.00	0.36	0.87	0.38	0.50	-0.24	0.22	0.85	0.83
Na⁺			1.00	0.51	0.16	-0.09	-0.50	0.51	0.60	0.58
K⁺				1.00	0.41	0.42	-0.37	0.28	0.80	0.95
Ca²⁺					1.00	0.75	-0.03	0.77	0.39	0.46
Mg²⁺						1.00	0.01	0.31	0.52	0.43
HCO₃⁻							1.00	-0.18	-0.34	-0.40
SO₄²⁻								1.00	0.33	0.35
Cl⁻									1.00	0.81
Si⁴⁺										1.00

Par ailleurs, l'application des statistiques multivariées (ACP et CAH) ont donné les résultats suivants :

✓ L'analyse en composante principale illustrée sur la figure 64, révèle une origine commune de K, SiO_2 et le Chlore sous l'effet de pression et température. Les bicarbonates semblent inertes car elles sont écartées de l'ensemble des autres éléments

L'analyse de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) des éléments majeurs du CI oriental (Fig. 65) montre les familles suivantes :

- ✓ La première famille représente le pôle riche en (Cl^- et SO_4^{2-}) montrant des solutions.
- ✓ La deuxième famille est caractérisée par présence de pôle carbonaté (Ca^{2+} , HCO_3^- et Na) correspondant aux calcaires et probablement aux marnes du Cénomanién.
- ✓ La troisième famille représente les silicates (SiO_2 et K^+ et Mg^{2+}) et sous l'influence de la température.

Tableau.6- Solubilité dans l'eau, en fonction de la température, des principaux sels (solubilité en grammes pour 100 cc d'eau à partir des tables de J.D'Anset E. Lax

Sels	formule	0°	10°	20°	40°	60°	80°	100C°
Chlorure de calcium	CaCl ₂		65.2	73.9	127.2	138.1	146.9	157.7
Sulfate de calcium	CaSO ₄	0.176	0.193	0.199	0.21	0.15	0.10	0.06
Chlorure de potassium	KCl	28.2	31.2	34.2	39.8	45.5	50.6	5
Sulfate de potassium	K ₂ SO ₄	7.5	9.1	11.1	14.5	17.9	21.2	55.2
Chlorure de Magnésium	MgCl ₂	52.6	53.8	54.3	57.4	61.2	66.6	24.0
Sulfate de magnésium	MgSO ₄	26.0	30.9	34.8	44.1	54.4	56.0	72.4
Carbonate de sodium	Na ₂ CO ₃	6.9	12.3	21.8	48.8	45.9	44.1	49.0
Bicarbonate de sodium	NaHCO ₃	6.9	8.1	9.4	12.6	15.8	18.2	44.1
Chlorure de sodium	NaCl	-	-	$1.5 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	38.8

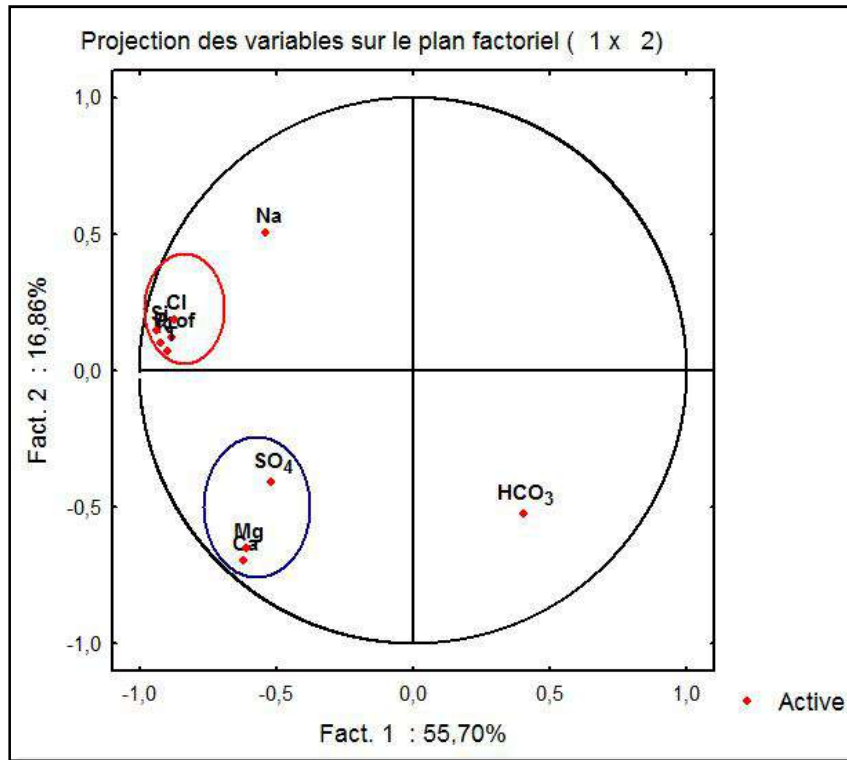


Fig. 64 - L'ACP des éléments majeurs de CI oriental.

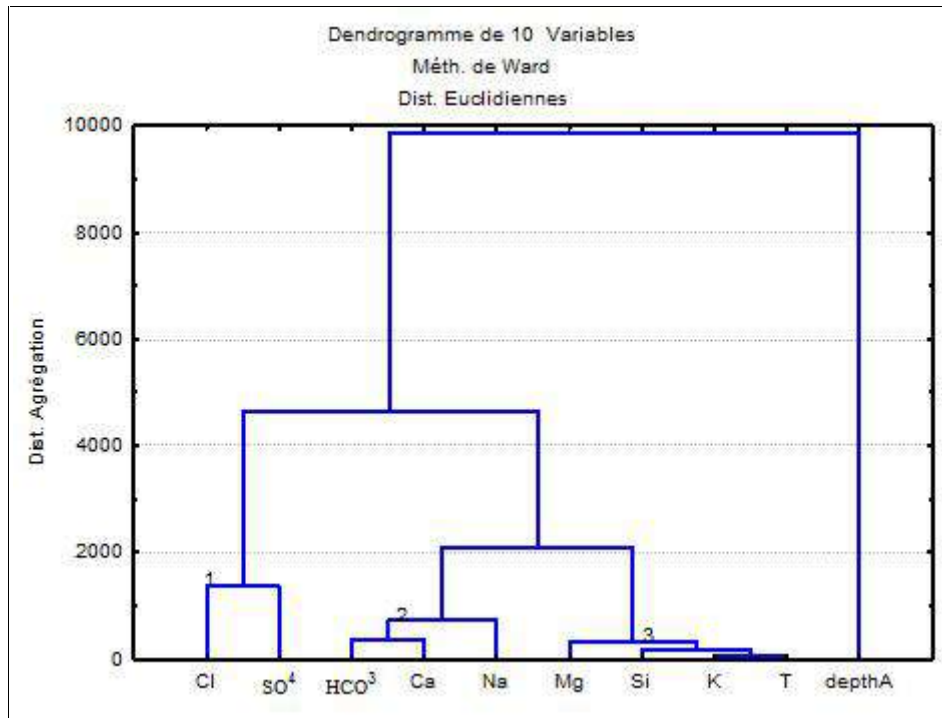


Fig. 65 - La classification hiérarchique de l'élément majeur de CI oriental.

V. 3. Statistique des éléments chimique majeurs de CI partie Occidental : Vu que la nappe albienne au Sahara occidental affleure (cf. figs. 5 et 6) le comportement des éléments chimiques va être différent de la partie oriental (région d'Ouargla).

V.3. 1. Statistique monovariée : Les paramètres statistiques sont illustrés sur le tableau 7 sont calculés à partir de 462 échantillons.

Suivant le contrôle de distribution tableau. Qui est expliqué par la relation : moyenne + 2écart type ; tous les éléments sont hétérogènes. Donc il y a plusieurs populations pour chaque élément. Moyens les plus élevés sont celle de : SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ et Ca^{2+} ainsi que HCO_3^- . Les moyens élevé de ces élément et explique par l'abondance des évaporites et des carbonates.

Tableau.7- Les statistiques des éléments chimiques majeurs de la partie occidentale (Timimoune -Adrar- Ain Salah).

	Moy	Min	Max	Étendue	Variance	Écart-type	Moy +2s
P (m)	144,891	20	224,8	204,8	514,97	22,693	190,277
Ca²⁺(mg/l)	115,875	9	1110	1101,0	6077,06	77,955	271,786
Mg²⁺(mg/l)	74,320	3	365	362,0	1613,72	40,171	154,663
Na⁺(mg/l)	275,906	15	860	845,0	18665,61	136,622	549,150
K⁺(mg/l)	28,821	4	600	596,0	1187,58	34,461	97,744
Cl⁻(mg/l)	418,835	18	1500	1482,5	51296,86	226,488	871,812
SO₄²⁻(mg/l)	443,431	0	2100	2100,0	68881,23	262,452	968,336
HCO₃⁻(mg/l)	129,248	9	265	256,0	2034,83	45,109	219,466
SiO₂(mg/l)	17,667	1	68	66,9	109,54	10,466	38,600

V. 3. 2. Statistiques bivariées et multiples : il est expliqué par l'ACP et CAH. La matrice de corrélation est montrée sur le tableau7. La corrélation la plus élevée (0.93) est c'elle de $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ puis $\rho = 0.83$ de de K^+ / Cl^- cela est expliquée par l'influence la matrice évaporitique sur le faciès chimique des eaux. Les corrélations de $\text{Mg}^{2+} / \text{SO}_4^{2-}$ et $\text{Na}^+ / \text{SO}_4^{2-}$ sont remarquable.

Tableau.8- Matrice de corrélation des éléments chimiques majeurs de la partie occidentale (Timimoune -Adrar- Ain Salah)..

	Prof (m)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (m g/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
P(m)	1	0,11	0,17	0,12	0,11	0,15	0,18	-0,03	0,25
Ca²⁺(mg/l)		1,00	0,36	0,44	0,31	0,40	0,53	0,07	0,17
Mg²⁺(mg/l)			1,00	0,63	0,58	0,59	0,78	0,17	0,27
Na⁺(mg/l)				1,00	0,83	0,93	0,71	-0,04	0,26
K⁺(mg/l)					1,00	0,83	0,57	-0,03	0,23
Cl⁻(mg/l)						1,00	0,57	-0,09	0,32
SO₄²⁻(mg/l)							1,00	0,13	0,26
HCO₃⁻(mg/l)								1,00	-0,07
SiO₂ (mg/l)									1,00

L'analyse en composante principal montrée sur la figure 66 révèle une origine commune de Na et le Cl (Halite). Corrélation entre Ca et SO4 (gypse : CaSO₄ · 2 H₂O), le Mg et SO4 sont mieux corrélés qu'avec les carbonates.

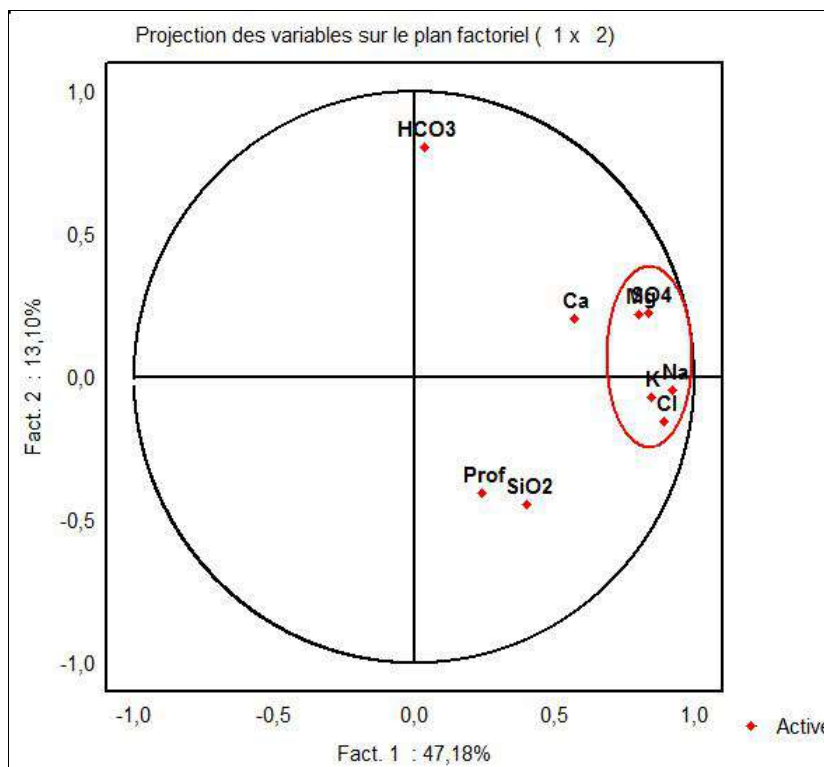


Fig. 66 - L'ACP des éléments majeurs de CI occidentale.

Les bicarbonates sont écartés de l'ensemble des autres éléments. Quant à la silice est en corrélation avec la profondeur.

La classification hiérarchique (fig. 67) ascendante montre que :

- La première famille représente le pôle évaporitique (Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-}) montrant des concentrations élevées en chlorures, sulfates et sodium correspondant aux évaporites : halite et gypse.
- La deuxième famille représente les silicates (SiO_2 et K^+), correspondant aux sables argiles et grès de la matrice aquifère.
- La troisième famille est caractérisée par présence d'un pôle des carbonates (Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) correspondant à la lithologie carbonatée (calcaires et dolomies).

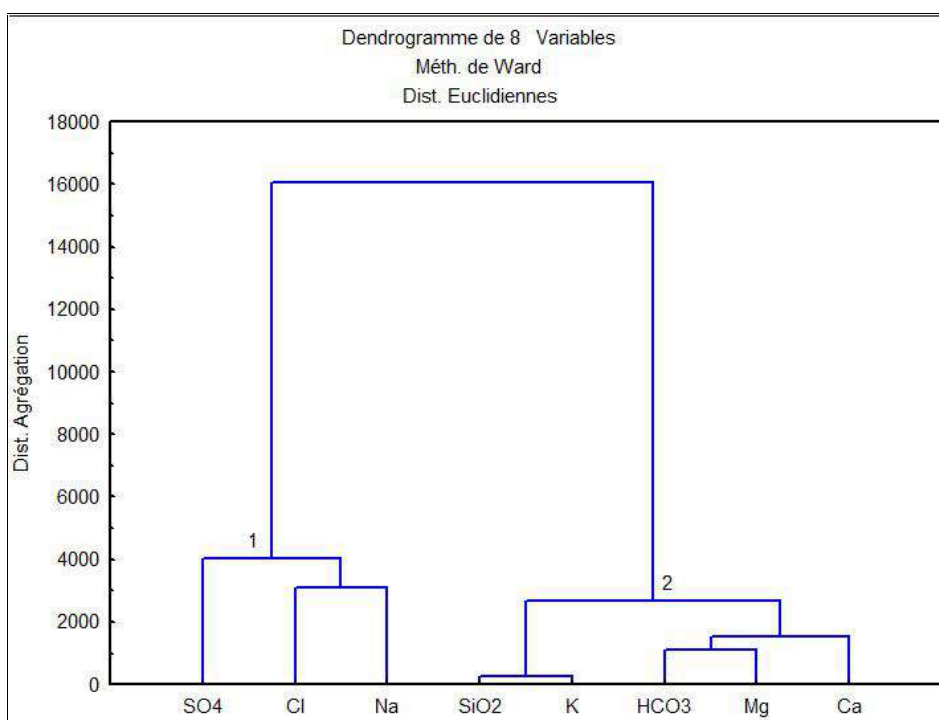


Fig. 67 - La classification hiérarchique de l'élément majeur de CI occidental.

Conclusion : Pour conclure nos résultats ci-après une comparaison des résultats des deux secteurs (tab. 9). Vu que la partie orientale est plus profonde que la partie occidentale qui affleure à plusieurs endroits (cf.fig. 6).

La figure 68 montre les différents phénomènes tectoniques qui peuvent affecter la région orientale de CI. Ces phénomènes influent sur la nature des éléments chimiques de CI de cette région comme : Les failles NS, la zone de distension au Crétacé Inférieur (zone remobilisée par la tectonique hercynienne), ainsi que la zone de suture qui est suivie des travaux de [Thakhriste \(1991\)](#) continue jusqu'au môle d'In Ouzzel aussi l'existence du massif granitique mais rien ne peut être confirmé sans autres analyses plus approfondies.

Tableau.9 - Comparaison entre résultats des études des deux secteurs

Les méthodes statistiques	CI Occidental	CI Oriental
Monovariée	Tous les éléments ont une distribution hétérogène.	
Matrice de corrélation	La corrélation la plus élevée (0.93) est celle de $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ puis $\rho = 0.83$ de K^+ / Cl^- cela est expliquée par l'influence de la matrice évaporitique sur le faciès chimique des eaux.	Les coefficients de corrélation les plus élevés sont 0.95, 0.94, 0.87, 0.86, 0.85 entre les éléments K^+ et Si et Cl^- et la pression et la température. <i>Corrélation de Si / K^+</i> qui est de l'ordre de 0.95 peut expliquer les phénomènes de d'altération des formations silicatées lors des phénomènes d'hydrolyse ou substitution.
ACP	ACP révèle une origine commune de Na et le Cl (Halite). corrélation entre Ca et SO_4 (gypse : $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$), le Mg et SO_4 sont mieux corrélés qu'avec les carbonates. Les bicarbonates sont écartés de l'ensemble des autres éléments. Quant à la silice est en corrélation avec la profondeur.	ACP révèle une origine commune de K, SiO_2 et le Chlore sous l'effet de pression et température. Les bicarbonates semblent inertes car elles sont écartées de l'ensemble des autres éléments

CAH	<p>La première famille représente le pôle évaporitique (Na^+, Cl^- et SO_4^{2-}) : correspondant aux évaporites : halite et gypse. La deuxième famille représente les silicates (Si et K^+), correspondant aux sables argiles et grès de la matrice aquifère.</p>	<p>La première famille représente le pôle riche en (Cl^- et SO_4^{2-}) montrant des solutions. La deuxième famille est caractérisée par présence de pôle carbonaté (Ca^{2+}, HCO_3^- et Na) correspondant aux calcaires et probablement aux marnes du Cénomanién.</p>
	<p>La troisième famille est caractérisée par présence d'un pôle des carbonates (Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^-) correspondant à la lithologie carbonatée (calcaires et dolomies)</p>	<p>La troisième famille représente les silicates (SiO_2 et K^+ et Mg^{2+}) et sous l'influence de la température.</p>

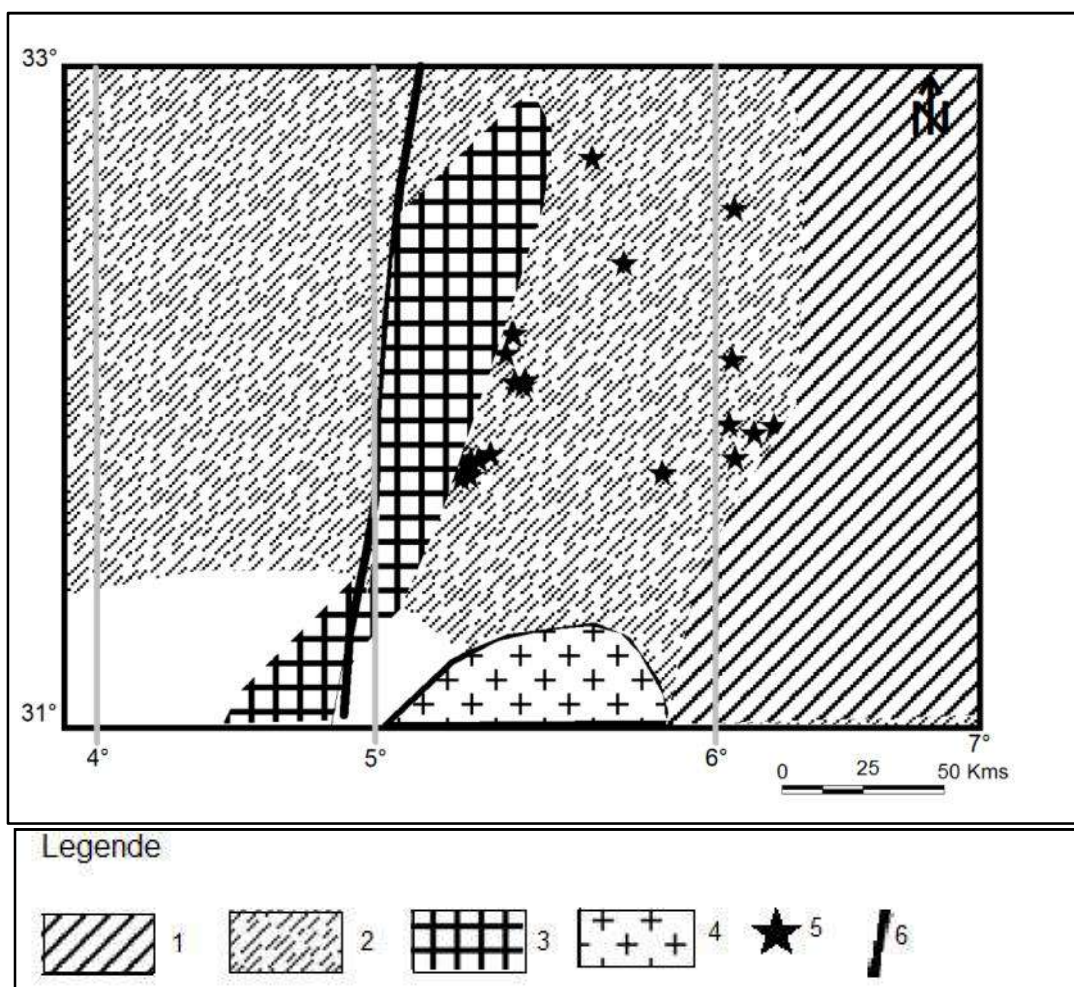


Fig. 68 - Schéma interprétatif illustrant les structures majeures de la région orientale de CI d'après la gravimétrie. Thakhrst (1991). 1 : zone affectées par la distension au Crétacé Inférieur ; 2 : zone remobilisée par la tectonique hercynienne ; 3 : zone de situation des sondage.

Chapitre VI
**Étude géostatistiques des éléments
chimiques des eaux du CI**

Chapitre VI. Étude géostatistique des éléments chimiques des eaux du CI

Introduction

La modélisation géostatistique dans cette étude consiste à étudier la variographie des éléments chimiques dans les eaux du Continental Intercalaire dans les deux bassins hydrogéologiques du Sahara septentrional ; occidental et oriental.

VI.1. Variographie des éléments chimiques dans les eaux du CI occidental : Les variogrammes des éléments chimiques montrent des anisotropies géométriques et zonales, dont la grande portée est de direction 90°, donc de direction Nord-Sud qui peut expliquer la direction d'écoulement suivant (Marcotte, 2006) : Parfois la physique du phénomène peut aider à déterminer le modèle. Ainsi, en hydrogéologie, la variation de la charge hydraulique est une quantité anisotrope par sa nature même ; en effet, l'évolution des éléments chimiques montre qu'il y a une concentration du Nord vers le Sud (Timimoune à In Salah) selon le sens de l'écoulement de la nappe. Il faut signaler que l'unité des portées est le mètre.

VI.1 .1. Variogrammes des chlorures : Pour le chlore (Cl⁻) il y a une anisotropie zonale ; les deux paliers et les portées sont différents (fig.69) le coefficient d'anisotropie égal à 0.557.

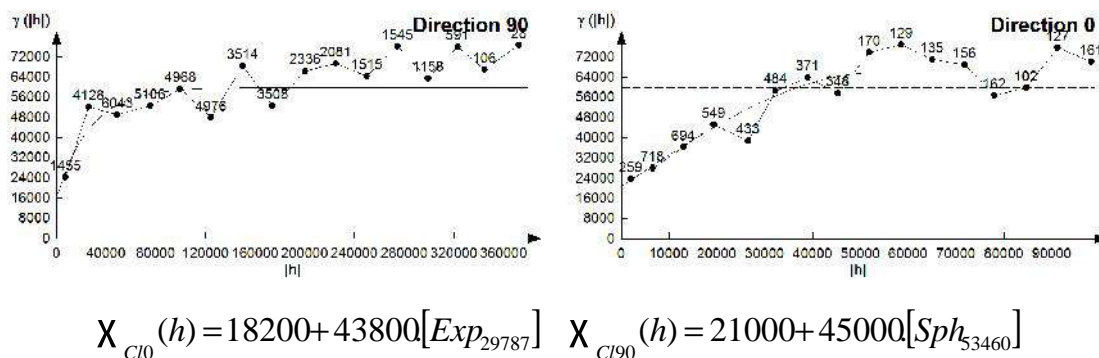
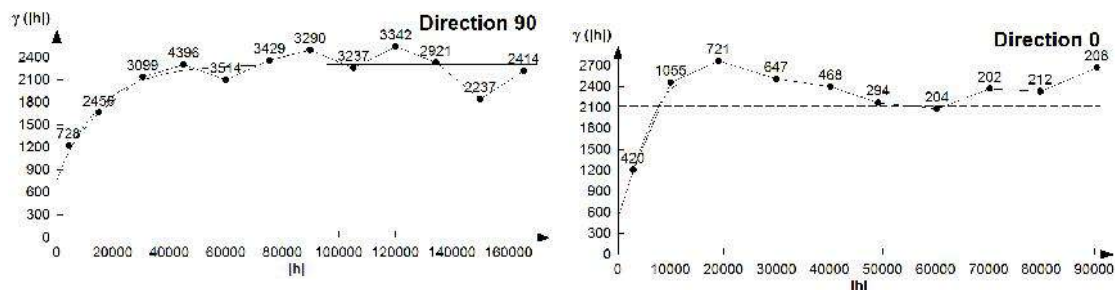


Fig. 69 - Les deux variogrammes expérimentaux de Cl⁻ direction 90° et 0°.

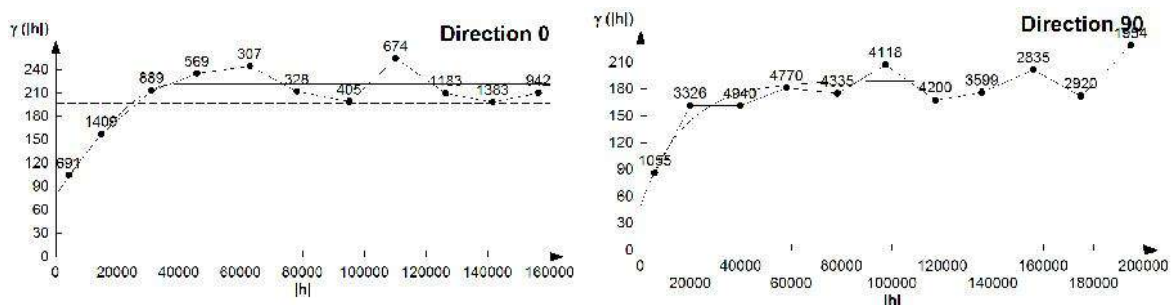
VI.1. 2. Variogrammes des carbonates : Les Variogrammes de HCO₃ (fig. 70) montrent une anisotropie zonale. Le coefficient d’anisotropie géométrique égale à 0.25.



$$\gamma_{HCO3(90)}(h) = 770 + 1540 \cdot [\text{Exp}_{45900}] \quad \chi_{HCO3(0)}(h) = 528 + 1914 \cdot [\text{Sph}_{11830}]$$

Fig. 70 - les deux variogrammes expérimentaux de HCO₃ directions 90° et 0°.

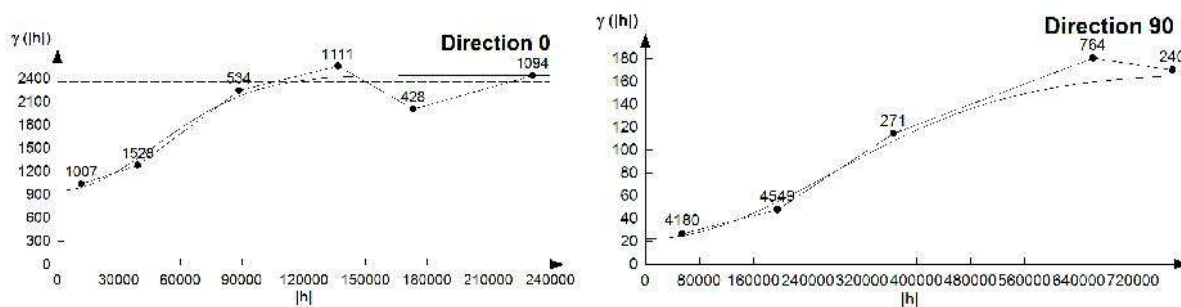
VI.1.3. Variogrammes du potassium : Les deux paliers des variogrammes sont presque identiques (fig.71). Donc il y a une anisotropie géométrique seulement où les concentrations en potassium (K⁺) suivent le sens d’écoulement avec un coefficient d’anisotropie égale à 0.738.



$$\chi_{K(0)}(h) = 80 + 142 \cdot [\text{Sph}_{38400}] \quad \chi_{K(90)}(h) = 50 + 140 \cdot [\text{Sph}_{51994}]$$

Fig. 71 - Les deux variogrammes expérimentaux de K⁺ directions 90° et 0°.

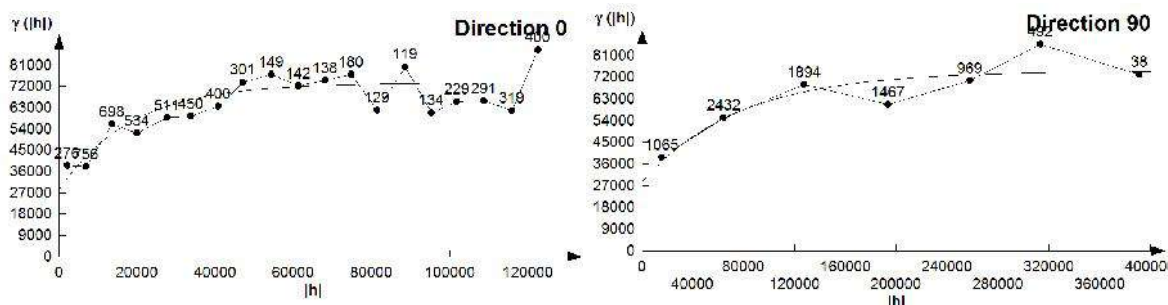
VI.1.4. Variogrammes de la silice : Pour Les variogrammes de la silice (fig. 72) montrent une anisotropie géométrique à un coefficient de 0.175. L’allongement de ce phénomène suit le sens d’écoulement Nord- Sud.



$$\chi_{SiO_2(90)}(h) = 22.5 + 1450[Gaus_{670800}] \quad \chi_{SiO_2(0)}(h) = 960 + 1488.[Gaus_{117688}]$$

Fig. 72 - Les deux variogrammes expérimentaux de SiO₂ directions 90° et 0°.

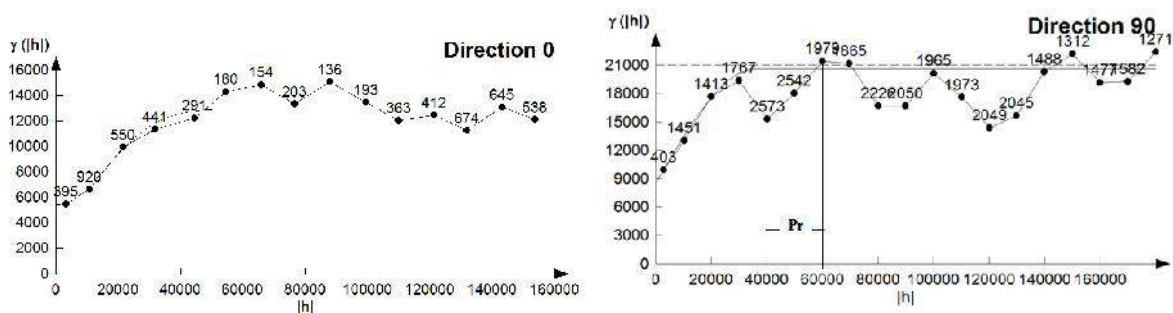
VI.1.5. Variogrammes des sulfates : Pour l'élément SO₄ les variogrammes (fig.73) montrent une anisotropie géométrique à un coefficient de 0.24. L'allongement de ce phénomène suit le sens d'écoulement Nord- Sud.



$$\chi_{SO_4(0)}(h) = 28468 + 45258 [Expo_{54600}] \quad \chi_{SO_4(90)}(h) = 28860 + 45880.[Expo_{227987}]$$

Fig. 73 - Les deux variogrammes expérimentaux de SO₄²⁻ directions 90° et 0°.

VI. 1. 6. Variogramme Sodium : L'ajustement des variogrammes expérimentaux de Na (fig. 74) montre un effet de trou dans la direction Nord Sud (sens d'écoulement) indiquant un pseudo périodicité de ces teneurs dans la direction 90°. C'est-à-dire une alternance de zones riche et pauvre. La période de cet effet est de Pr = 2000 m donc 2km.

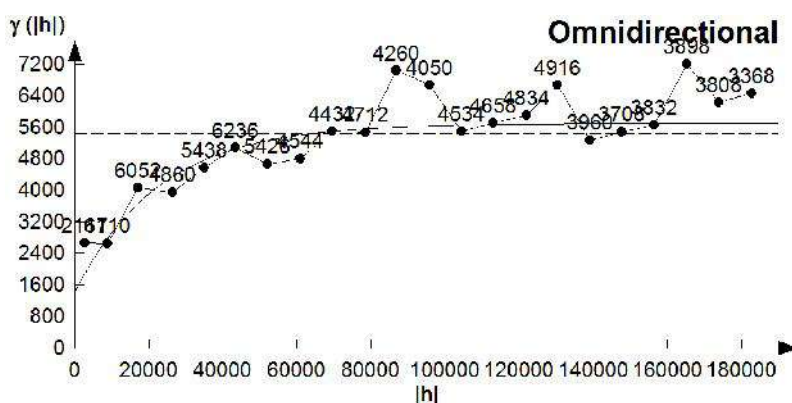


$$\chi_{Na(90)}(h) = 8580 + 12099.3 \cdot [Sph_{35994}] \quad \chi_{Na(0)}(h) = 5459 + 7540 \cdot [Gauss_{40000}]$$

Fig. 74 - Les deux variogrammes expérimentaux de Na⁺ directions 90° et 0°.

VI.1. 7. Variogramme de magnésium :

Le calcul des deux variogrammes expérimentaux de Mg²⁺ a été trop difficile. Un variogramme moyen est calculé et ajusté (fig. 75). Il montre un palier de 4290 (mg/l)² et une portée de 68400m.

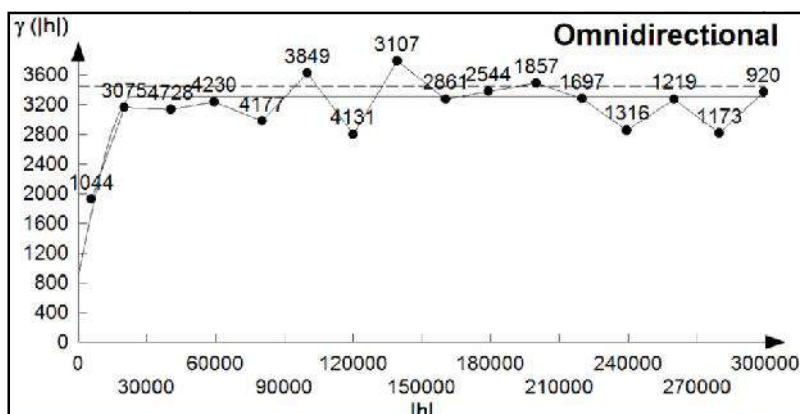


$$\chi_{Mg(moy)}(h) = 1430 + 4290 \cdot [Expo_{68400}]$$

Fig. 75 - Le variogramme expérimental moyen de Mg²⁺.

VI.1. 8. Variogramme de calcium :

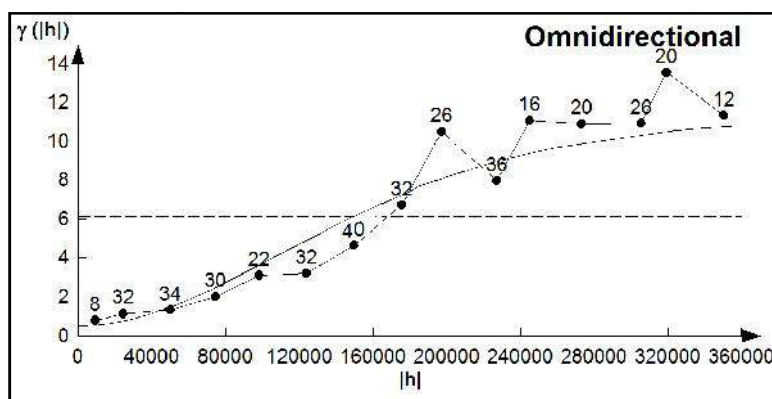
Le calcul et l'ajustement de variogramme expérimental moyen de Ca²⁺ (fig. 76) montre un palier de 2415 (mg/l)² et une portée de 2600m.



$$X_{Ca(moy)}(h) = 910 + 2415.[Sph_{2600}]$$

Fig. 76 - Le variogramme expérimental moyen de Ca²⁺.

VI. 2. Variographie des éléments chimiques dans les eaux du CI oriental : Suivant l'ACP (fc. fig. 64) les éléments chimiques K, SiO₂ ainsi que les paramètres : température et profondeur sont corrélés négativement au F1. Vu le nombre d'effectifs minimale il faut réaliser une étude géostatistique du facteur propre F1 qui peut expliquer les comportements de ces éléments ensemble. Un variogramme moyen a été calculé et modélisé à une structure gigogne de trois variogrammes (figs. 77et 78). Cette structure montre qu'il y a des infra-phénomènes emboîtés qui ont des portées différentes : le plus petit phénomène est de portée 179976 m donc environ 180 km ; la deuxième portée est de 280776m donc 281km ; la troisième est de 345588 m donc 346km. Ces trois phénomènes ont influencé sur la géochimie de continental intercalaire. Au vu de la figure 68 ces phénomènes sont alloués à la tectonique plus la lithologie des formations.



$$X_{F_1(moy)}(h) = 0.558 + 1.549.[Gaus179976] + 2.79.[Gaus280776] + 6.2.[Gaus345588]$$

Fig. 77 - Le variogramme expérimental moyen de F1.

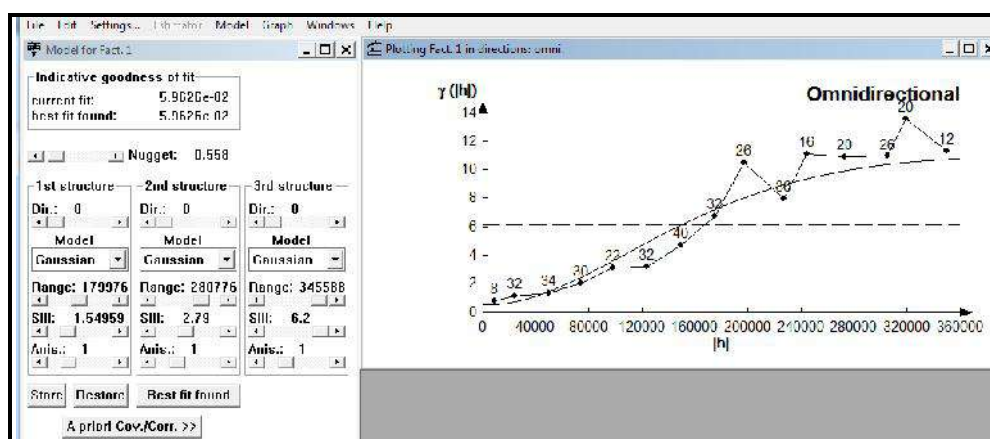


Fig. 78 - Les paramètres d'ajustement du variogramme de F1 de CI oriental.

VI.3. Cartographie des éléments chimiques du CI

VI. 3. 1. Cartographie des éléments chimiques de CI oriental

La cartographie de facteur F1 des éléments chimiques du secteur oriental ne peut pas être réalisée à cause d'effectif réduit (26 échantillonnage) car l'erreur sera maximale. Donc CC qui est donnée par la fonction :

$$CC = \frac{\frac{1}{N} \sum (Y_{iobs} - Y_{isim})(Y_{iobs} - Y_{isim})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum (Y_{iobs} - Y_{isim})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum (Y_{iobs} - Y_{isim})^2}}$$

Le nombre d'effectif est minimal donc manque d'information qui minimise la qualité d'estimation : la valeur estimée sera loin de la teneur réelle donc le rapport entre les deux sera loin de 1.

VI. 3. 2. Cartographie des éléments chimiques de CI occidental : Après la modélisation des variogrammes les paramètres de chaque ajustement : l'effet de pépite, le palier et la portée vont être utilisés pour l'estimation des différents éléments par krigeage.

Dans le cas de l'anisotropie géométrique l'ellipse de recherche va être schématisé ou Z_0 et la teneur à estimer (fig. 79).

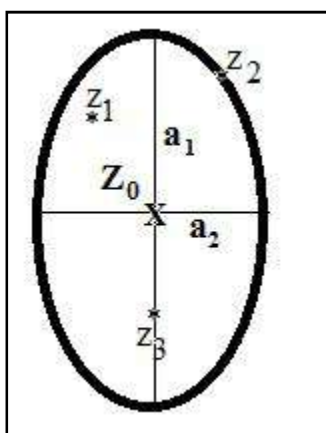


Fig. 79 - Ellipse de recherche a1 le grand axe d'anisotropie (la plus grande portée).

Pour estimer les teneurs inconnues en utilisant la combinaison linéaire :

$$z_0 = \sum_{i=1}^N \lambda_i z_i \quad \text{donc} \quad z_0 = \sum_{i=1}^3 \lambda_i z_i; \quad N = 3$$

N : nombre d'information possible (Z_i) ; λ_i est les pondérateurs.

Il faut signaler que l'estimation par krigeage ordinaire a été faite après l'étape de validation croisée, où le coefficient de conformité est supérieur à 0.75 pour tous les éléments chimiques des eaux du CI occidental. Les teneurs aberrantes n'apparaissent pas car elles sont normalisées. Ainsi que le nombre minimal d'informations utilisées dans le système de krigeage ordinaire.

Il peut arriver que les variogrammes expérimentaux présentent des paliers différents selon les directions lorsque le domaine présente des objets parallèles à l'axe d'anisotropie géométrique (sens d'écoulement) de très grandes dimensions qui traversent le domaine. Dans ce cas, le domaine apparaît comme divisé en zones plus ou moins parallèles. Cela explique une plus grande variabilité dans la direction qui traverse cette zonation que dans la direction parallèle à ces objets : c'est l'anisotropie zonale (stratifiée). Une stratégie efficace pour modéliser une telle explication apportée par [Allard et al. \(2015\)](#), qui consiste à ajuster un modèle de variogramme avec une portée inférieure à la portée minimale de l'anisotropie pour ne pas affecter l'estimation donc le variogramme de direction 90° sera comme une structure gîgogne.

Dans la direction 90° on a une isotropie avec le palier d'anisotropie zonale et un effet de pépité minimale ; l'anisotropie géométrique est expliquée par la différence des portées des deux modèles.

La figure 80 montre la répartition des données géochimiques sur un fond géologique a fin d'interpréter et comprendre les cartes d'isovaleurs des éléments chimiques. .

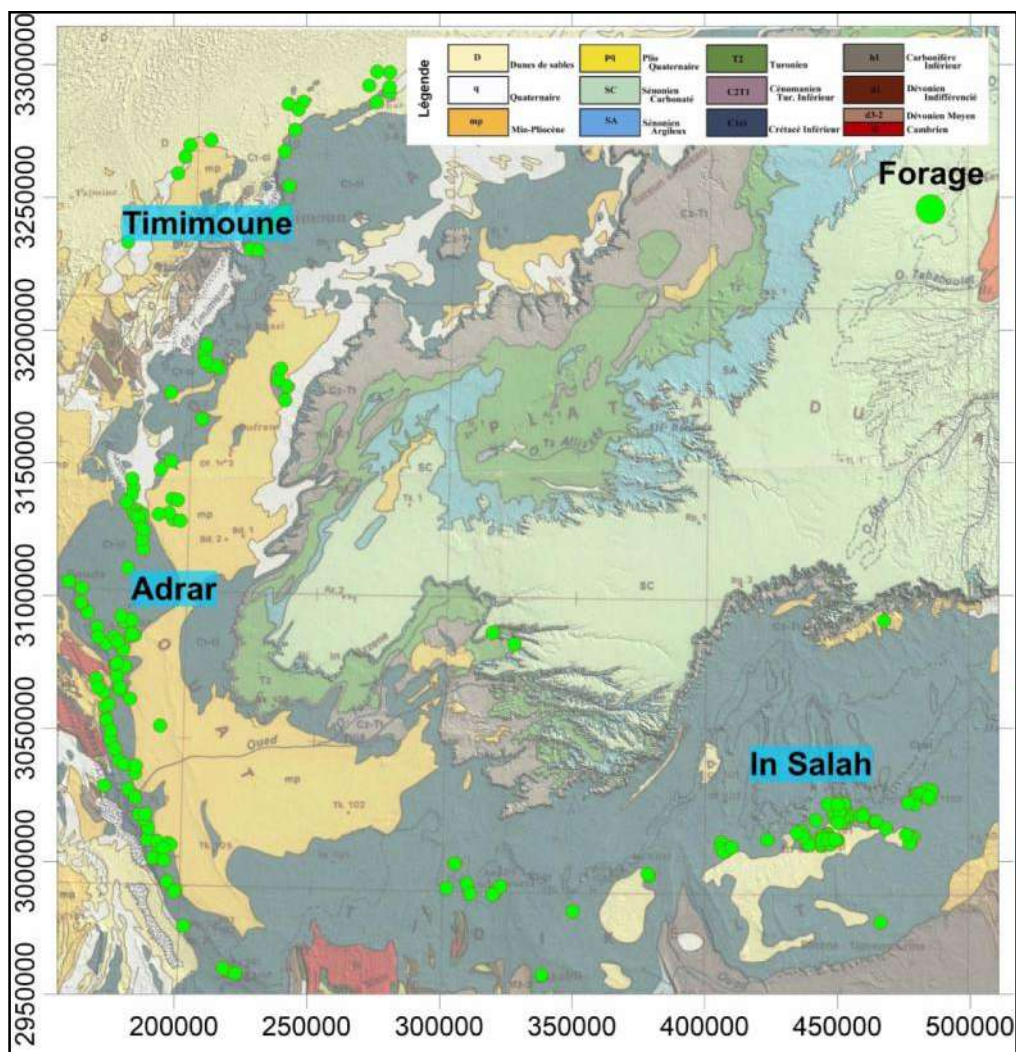


Fig. 80 - Carte géologique du secteur du secteur occidental. [Busson \(1967\)](#). Modifier.

La région d'étude est située au Sud- Ouest de l'unité hydrogéologique du Sahara septentrional. Le CI affleure de Timimoune à In Salah et plonge sous le recouvrement cénozoïque du plateau

de Tademaït. L'analyse des données (carte géologique, log de forage) indique que les formations du Crétacé inférieur datées du Barrémien à l'Albien ont été regroupées sous le terme : « Continental Intercalaire CI » :

- ✓ L'Albien : est constitué à la base par des grès et des sables intercalés par des argiles et des argiles dolomitiques ; au sommet par une dalle quartzitique.
- ✓ L'Aptien : est formé par un faciès calcarodolomitique appelé «barre aptienne».
- ✓ Le Barrémien : est constitué par des grès grossiers à gravier, d'argiles et des sables admettant des passées d'argiles.

Les cartes d'isovaleurs des éléments chimiques sont serons interprétés suivant les familles trouvées par la classification hiérarchique ascendante (CAH).

- **La première famille représente le pôle évaporitique** : représenté par les trois cartes de SO_4^{2-} (fig. 81) ; de Na^+ (fig. 82) et de Cl^- (83) : les teneurs les plus importantes de SO_4^{2-} sont supérieures à 800 mg/l localisées à In Salah et au sud d'Adrar (800 mg/l) ainsi qu'à Timimoune. Pour le sodium (Na^+) les teneurs importantes se localisent : à Adrar et In Salah (500 mg /l). Les teneurs importantes de Cl^- se focalisent à In Salah (supérieur a 750 mg/l) ; à Adrar il est de l'ordre de 500 mg/l. La présence des ions sulfatés dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses. Cl^- est liée au lessivage des formations riches en NaCl (halite). Les faciès hydrogéochimiques abondantes des eaux souterraines de la région, sont Sulfaté sodique et Chloruré sodique.

Il faut signaler d'après les teneurs des trois éléments chimiques (SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^-) que le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou l'anhydrite (CaSO_4) sont abondants à In Salah et au sud d'Adrar ; A Timimoune c'est le Halite (NaCl) le plus fréquent.

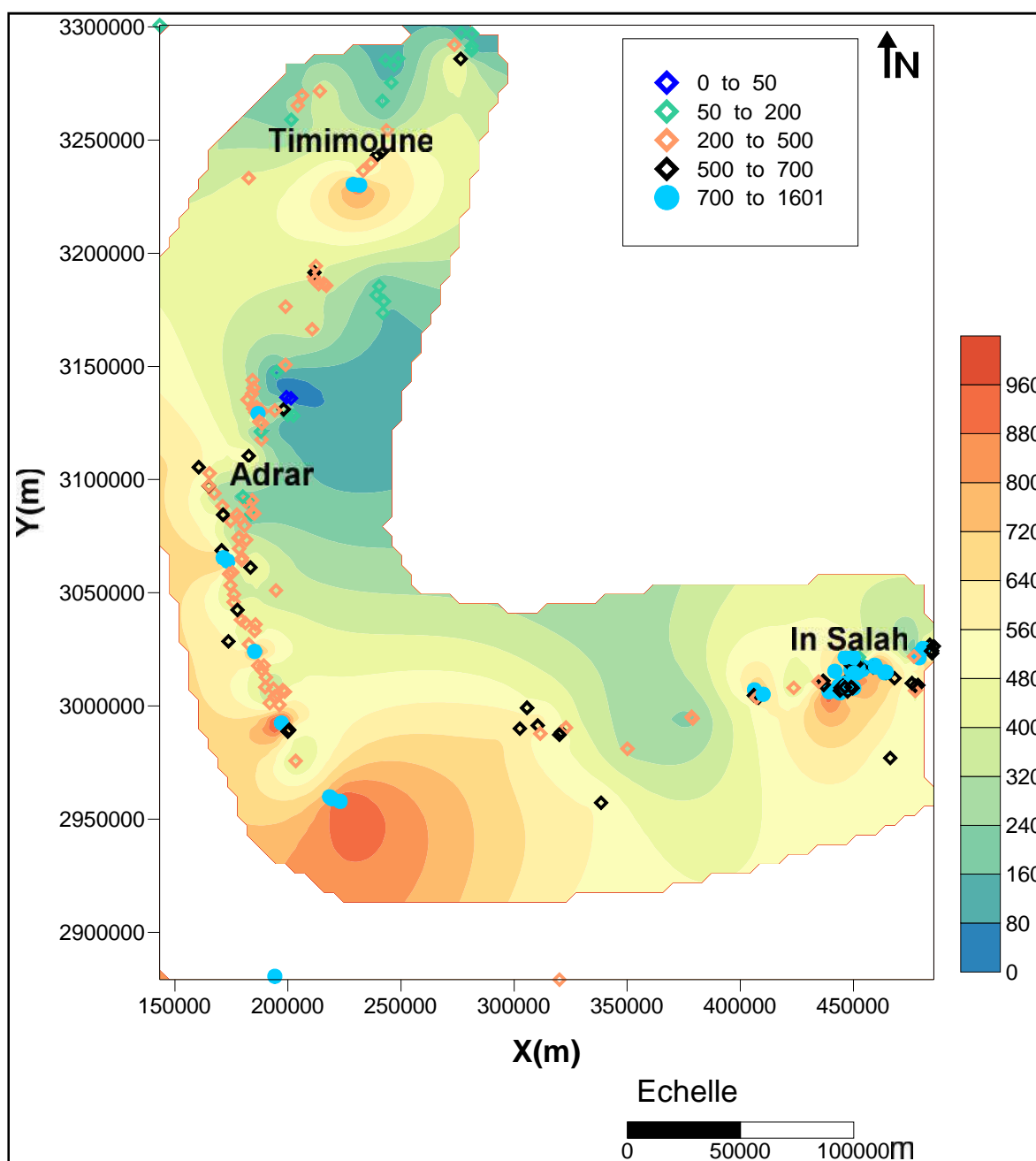


Fig. 81 - Carte isovaleurs de SO_4^{2-}

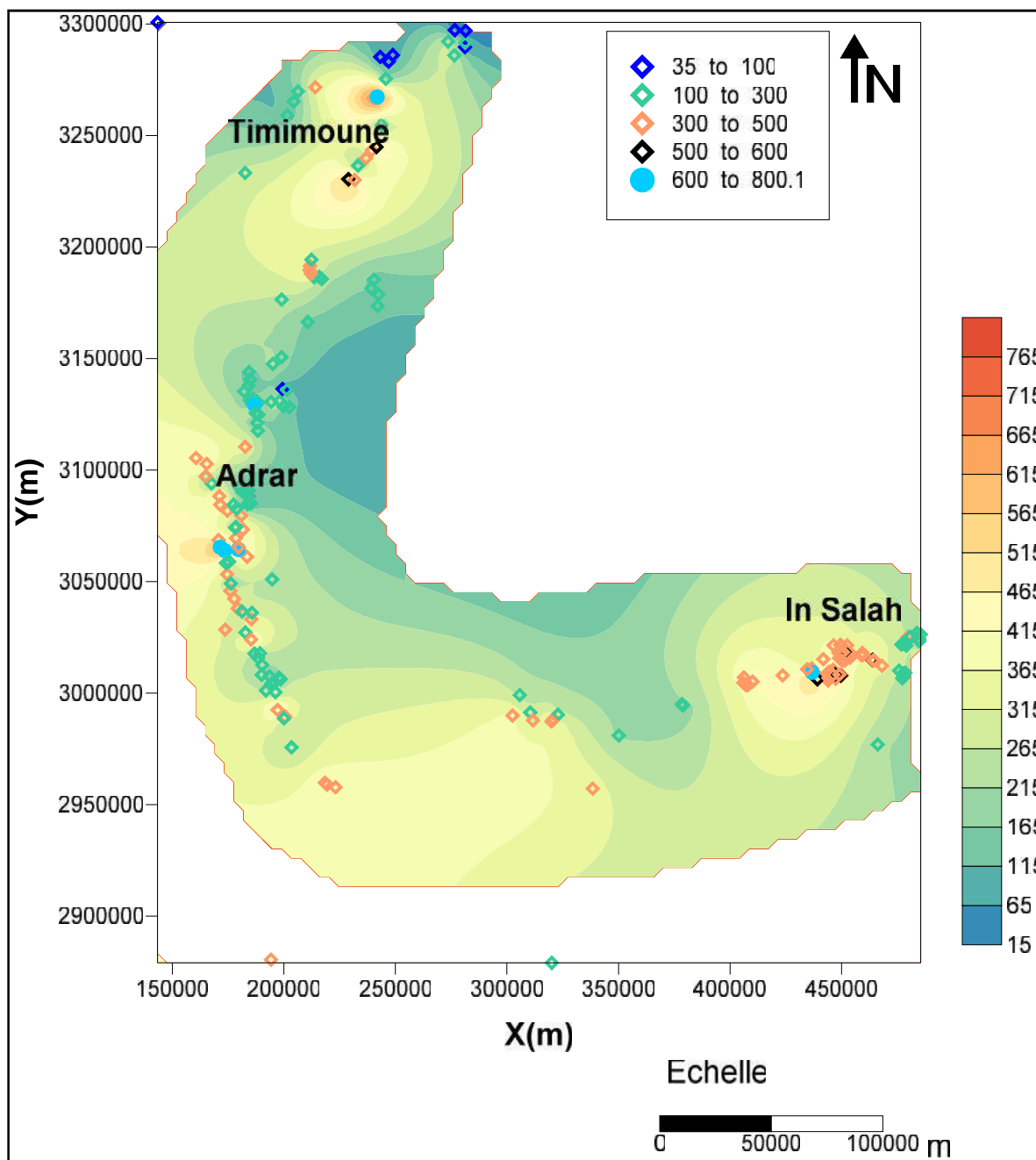
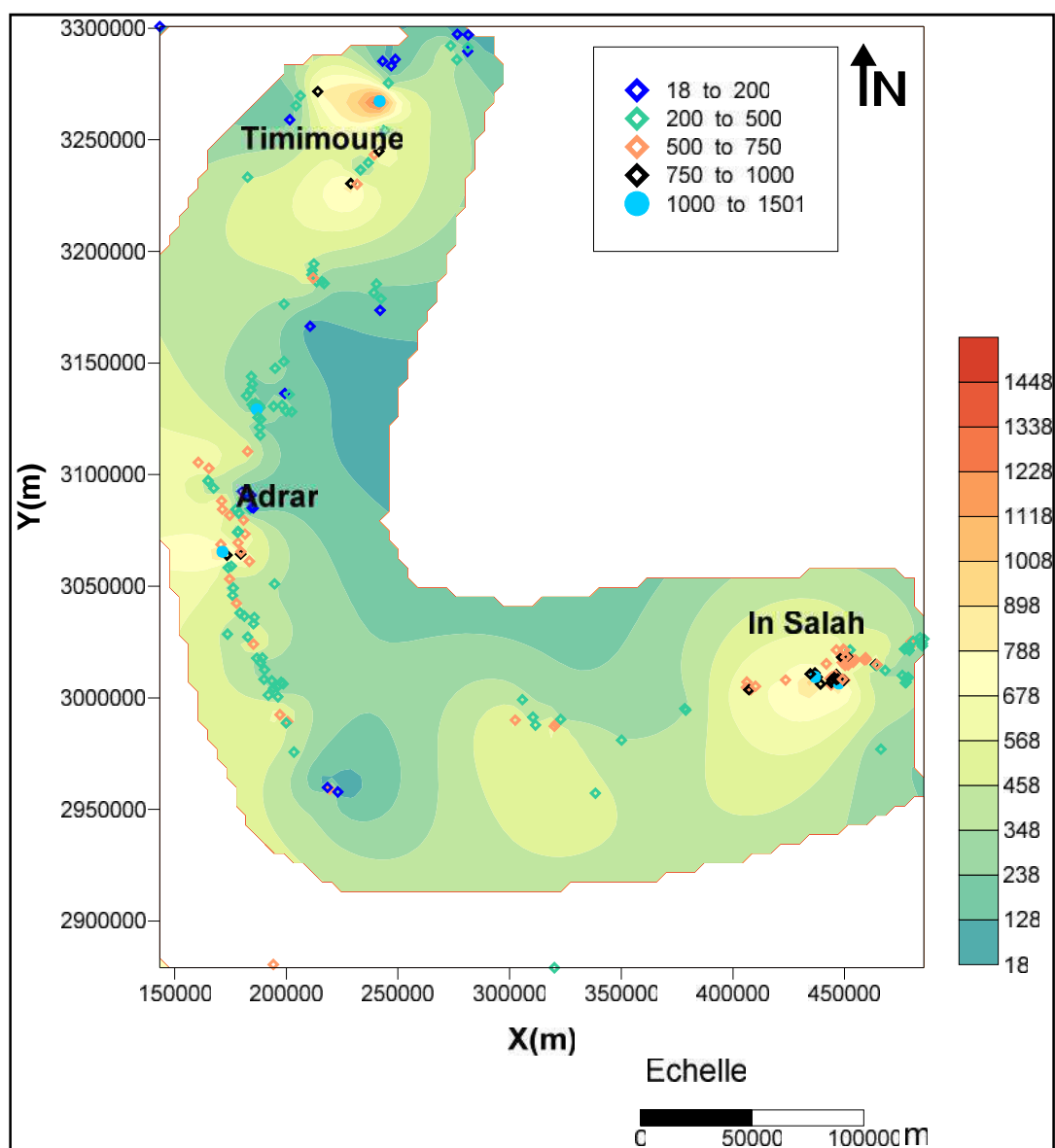


Fig. 82 - Carte isovaleur de Na^+ .

Fig. 83 - Carte isovaleurs de Cl^- .

- **Les éléments du pôle des carbonates** : représentent les cartes isovaleurs de HCO_3^- , de Ca^+ et de Mg^{2+} . Elles montrent que les teneurs élevées de HCO_3^- sont supérieures à 180 mg/l au sud d'Adrar et à Timimouge (fig. 84), il supérieur à 100 mg/l à In Salah.

Les concentrations les plus élevées de Ca^+ sont notées sur les trois lieux (fig. 85). Elles sont de l'ordre de 400 mg/l. il faut noter l'existence de teneurs exceptionnelles de l'ordre de 500 mg/l sur la région de Adrar et Timimoune. Les teneurs de Mg^{2+} (fig.86) sont faibles à Timimoune (90 mg/l) par rapport aux deux secteurs (130 mg/l). Ces teneurs indiquent

l'abondance des calcaires et des dolomies, qui tirent leur origine des formations marneuses (le Cénomaniens qui couvre une grande partie du bassin occidental), et ce aux deux secteurs : In Salah et Adrar, mais à Timimoune c'est les calcaires qui sont fréquents dans cette famille.

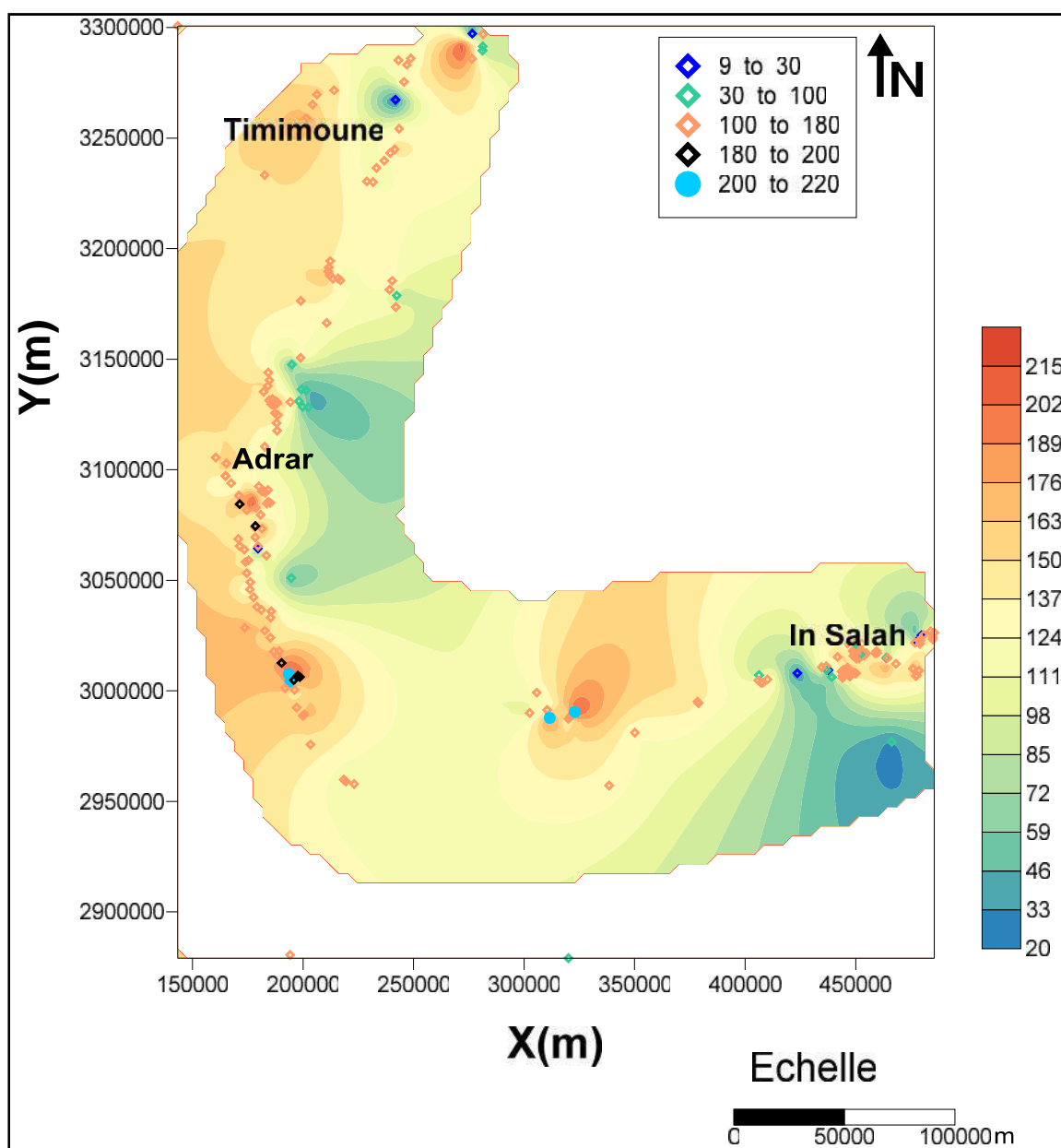


Fig. 84- Carte isovaleurs HCO_3^- .

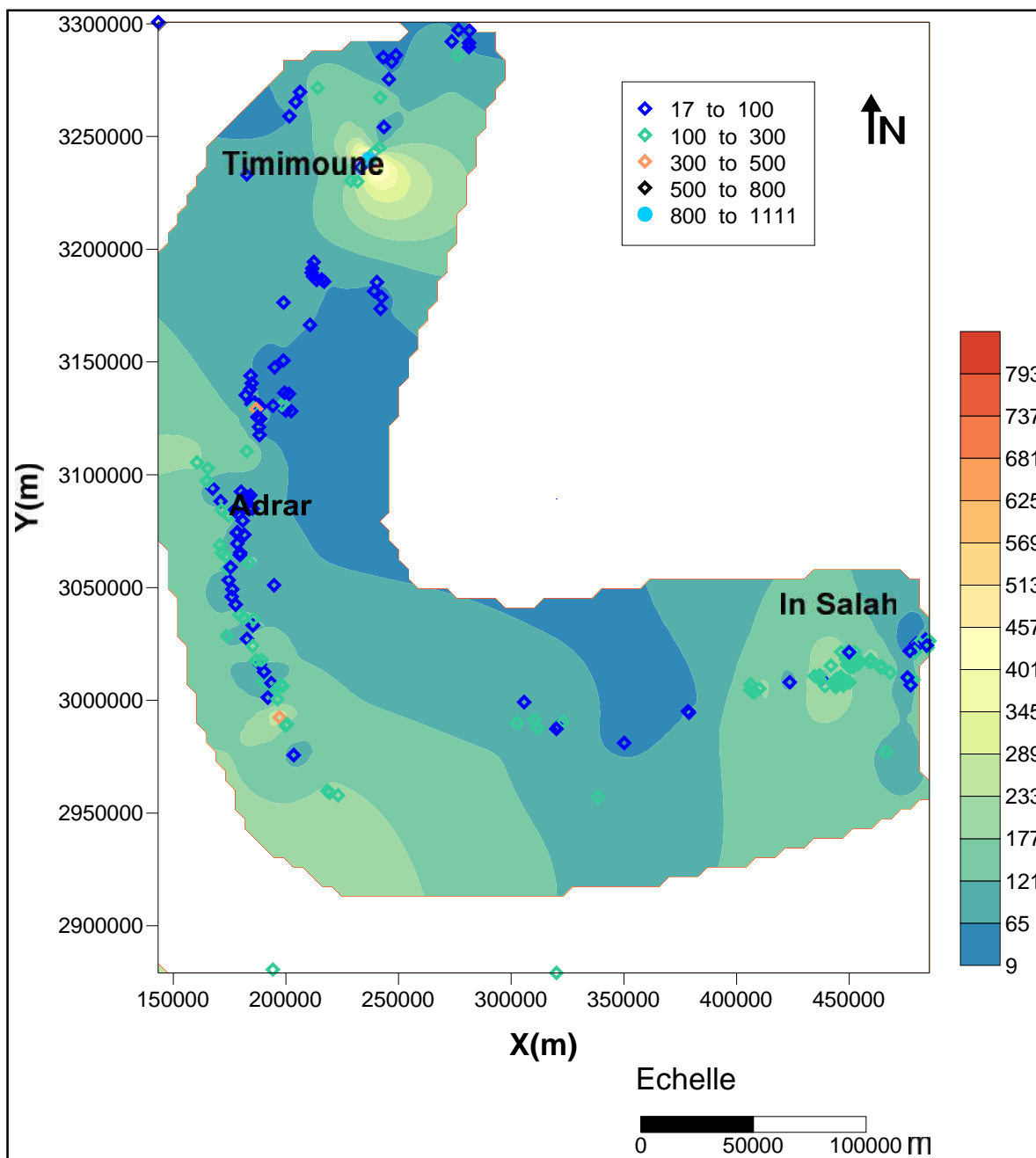


Fig. 85 - Carte isovaleurs Ca^{+}

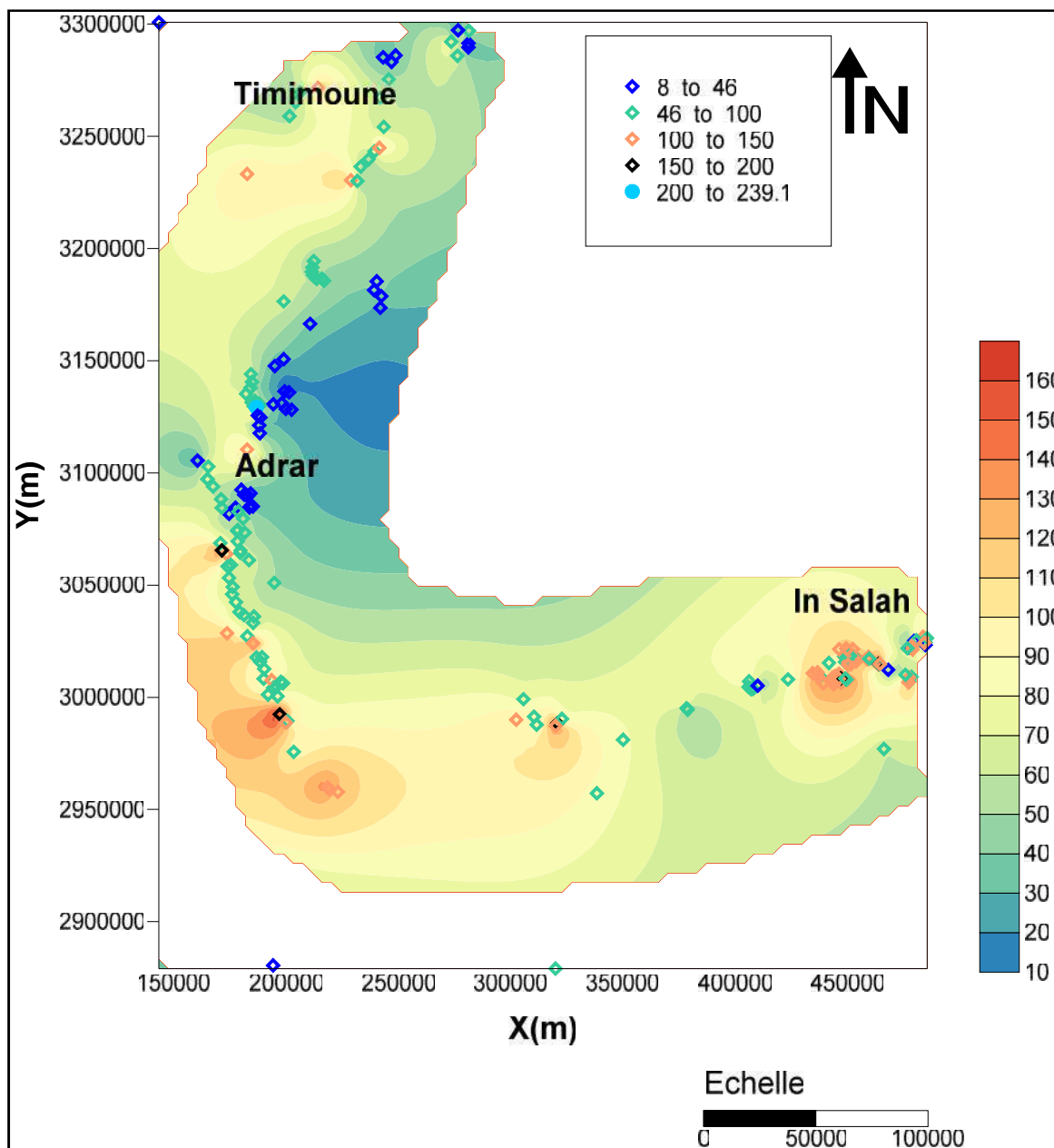


Fig. 86 - Carte isovaleurs Mg^{2+}

Les éléments du pôle des silicates : Suivant la figure 87 la teneur élevée du SiO_2 est de l'ordre de 40 mg/l à In Salah. Les teneurs importantes de potassium sont de l'ordre de 50 mg/l (fig. 88), et se localisent à In Salah, à Adrar et à Timimoune sont plus faibles.

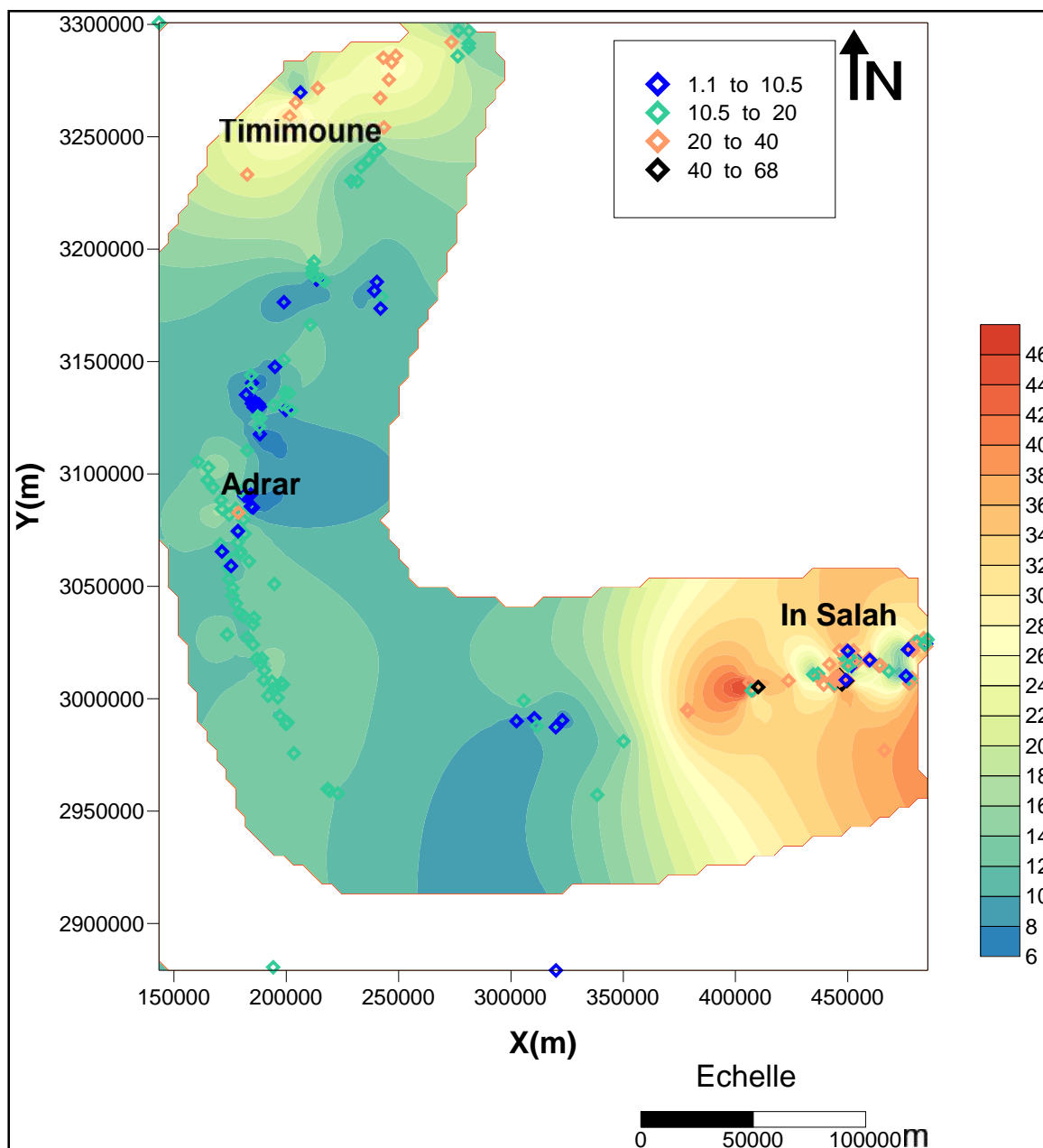


Fig. 87 – Carte isovaleur de SiO_2

L'abondance des éléments chimiques du pôle silicaté indique l'existence des formations silicatées altérées où on rencontre des teneurs de SiO_2 de l'ordre de 20 mg/l et de K^+ (40 mg/l) à Timimoune.

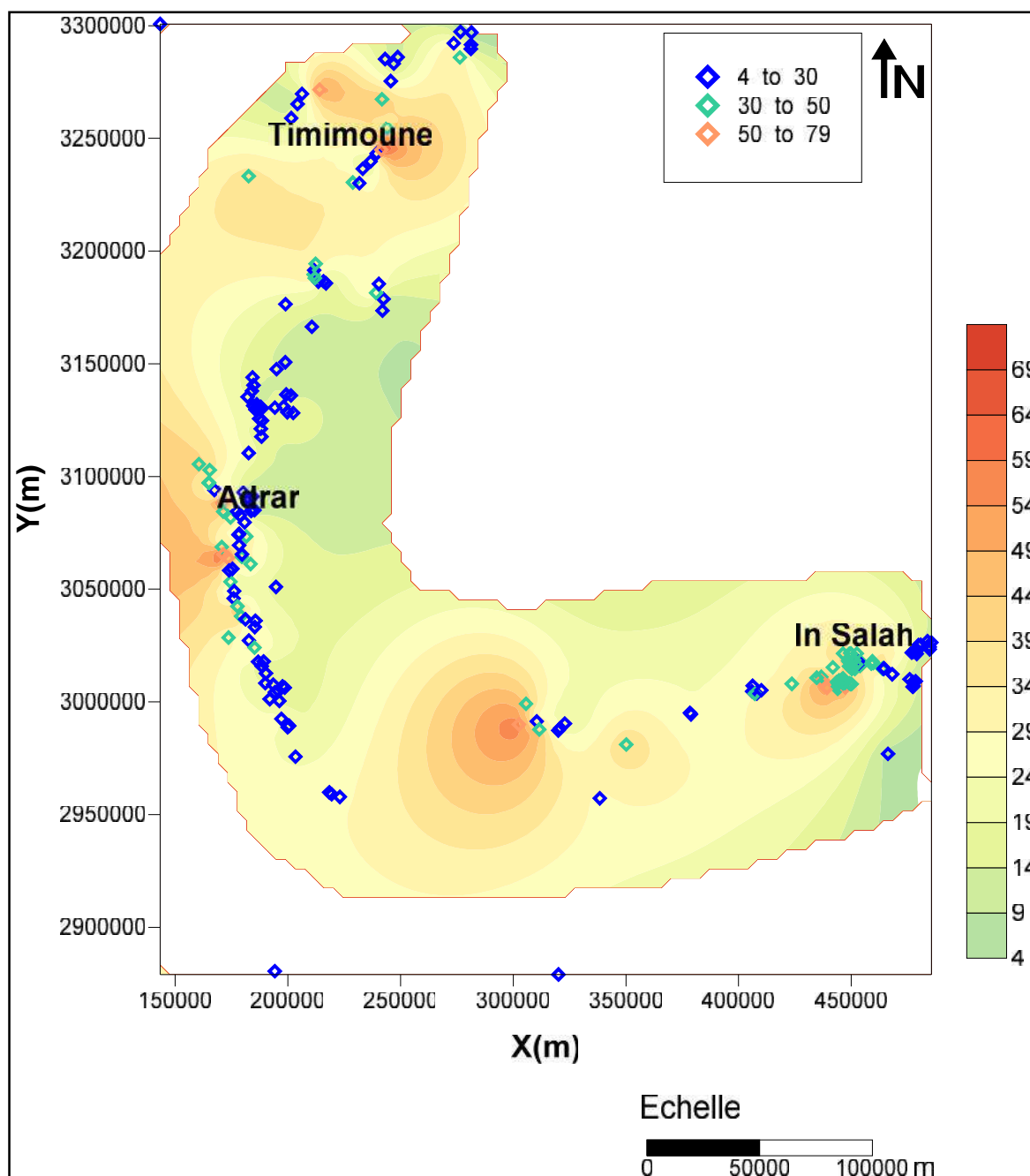


Fig. 88 – Carte isovaleur de K^+ .

Conclusion :

La répartition spatiale des éléments chimiques montre que leur origine est liée principalement à la dissolution des formations géologiques du CI. Les facies évaporitiques sont les plus fréquents dans les eaux de zone d'étude, avec un facies chimique est sulfaté sodique caractérisant la zone d'étude. D'après les teneurs des éléments chimiques, les évaporites sont fréquentes à In Salah et au sud d'Adrar caractérisés par la dominance des sulfates et par conséquent par l'abondance des gypses, alors qu'à Timimoune l'Halite (NaCl) est plus fréquente.

Les teneurs des éléments du pôle carbonaté indiquent l'abondance des calcaires et dolomies avec l'abondance des formations marneuse, vue l'existence du Cénomaniens (toit de la nappe) aux deux secteurs In Salah et Adrar, mais à Timimoune, c'est les calcaires qui sont fréquents de cette famille.

L'abondance des éléments chimiques du pôle silicaté indique l'existence des formations silicatées altérées où on rencontre des teneurs de SiO_2 de l'ordre de 20 mg/l et de K^+ (40 mg/l) à Timimoune.

Conclusion générale

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) s'étend sur une vaste zone dont les limites sont situées en Algérie, Tunisie et Libye. L'aquifère de CI 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.

Les formations géologiques qui affleurent sur la région limitée par le CI sont celles du Crétacé supérieur et le Quaternaire.

L'analyse statistique des éléments chimiques des eaux du CI dans les deux bassins hydrogéologiques orientale et occidentale révèle trois familles gouvernent la lithologie de la nappe du CI en :

- Une famille chimique représente le pôle riche en évaporites (Cl^- , SO_4^{2-} et Na^+) ; issue la dissolution des formations évaporitiques et en particulier l'Halite (NaCl) et le Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)
- Une famille est caractérisée par la présence du pôle carbonaté (Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) issue de la dissolution des calcaires : Calcite (CaCO_3) et Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)
- Une famille représente les silicates (SiO_2 et K^+) issue de la dissolution de la silice (SiO_2) des sables, grès et argiles.

Les variogrammes des éléments chimiques de la partie occidentale ont été calculés et ajustés par des modèles mathématiques. La plupart sont ajustés par une anisotropie zonale qui explique la répartition des éléments d'une façon zonale correspondant à la répartition des faciès lithologiques. Les teneurs importantes des tous les éléments chimiques sont localisées sur la partie Sud et Sud-Ouest du secteur occidental, sauf les teneurs de SiO_2 qui sont focalisés à l'Est et sud-Est. L'apport de potassium est lié aux contacts du CI avec les terrains primaires au Nord de Timimoune, mais aussi peut avoir une origine anthropique dans la région d'Adrar, alors que ses teneurs à In Salah est zone de convergences des eaux issues des deux localités suscitées.

Sur la partie orientale du CI (région de Ouargla) la variographie de F1 montre une structure gigogne indiquant une structure emboîtée qui représente trois infrastructures c'est-à-dire trois phénomènes emboîtés, ce qui suggère l'importance de l'altération des argiles par

hydrolyse des silicates, ou échanges de bases entre l'eau et les argiles de l'aquifère (Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+}), ce qui influe sur l'évolution du chimisme des eaux à l'échelle du bassin. Cependant, la température liée, essentiellement, à la profondeur agit sur la mobilisation du potassium K^+ caractérisant les eaux de la nappe étudiée. Par ailleurs les failles qui affectent le bassin peuvent jouer un rôle important en matière de contact des eaux de cette nappe avec les celles des nappes sus-jacentes.

La même structure variographique obtenues des niveaux de toit et de mur de CI de la région d'Ouargla. De telles structures sont contrôlés par plusieurs phénomènes géologiques tectoniques surtout, nécessitent une confirmation en utilisant d'autres méthodes analytiques.

Le modèle stratigraphique du CI à Ouargla constitue un aquifère compartimenté, dont la structuration en blocs soulevés et affaissés est, essentiellement, contrôlée par le plissement des séries du Crétacé inférieur en structures anticlinales et synclinales, la réactivation de jeu de ces accidents NE–SO peut révéler une communication entre les aquifères (drainance).

Bibliographie

- Achab, A., 1970a, Le Permo-Trias saharien: Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. The'se 3e'me cycle, Univ. d'Alger, Algiers.
- Achab, A., 1970b, Le Permo-Trias Saharien: associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie.
- Aït-Hamou, F., J.-M. Dautria, J.-M. Cantagrel, J. Dostal, and L. Briquet, 2000, Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien): des arguments en faveur de l'existence d'un panache: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, v. 330, p. 829-836.
- Allard, D., P. Ailliot, V. Monbet, and P. Naveau, 2015, Stochastic weather generators: an overview of weather type models: Journal de la Société Française de Statistique, v. 156, p. 101-113.
- ANRH., 2003, données sur les Logs stratigraphiques des forages de la Wilaya de Ouargla. Algérie. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. Direction régionale Sud, Ouargla.
- Attar, M., and M. Hammat, 2005, Algeria's hydrocarbon potential; Contribution from SONATRACH Exploration Division; SCHLUMBERER/WECSO/SONATRA C H.
- Baba-Sy, M., 2005, Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional: Th. Doct., Université Tunis El Manar. FST Tunis, Tunisie, 277p.
- Bédard, K., 2006, La construction de modèles géologiques 3D à l'ère de la normalisation, Université Laval.
- Belkseir, M., 2017, Caractéristiques hydrogéologiques de la nappe superficielle dans la région de l'Oued Righ et évaluation de l'impact de la pollution et de la salinité sur la qualité de ses eaux. Thèse doctorat, Univ. D'Annaba, Algérie, 102 p.

- Bellion, Y., P. Saint-Marc, and R. Damotte, 1989, Contribution à la connaissance des dépôts marins au passage Crétacé-Tertiaire dans la vallée du Tilemsi (Nord-Mali): *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 9, p. 187-194.
- Besbes, M., and J. Horriche (2007), Design of a piezometric monitoring network for the North Western Sahara Aquifer System, *Secheresse*, 18,13–22.
- Beuf, S., B. Biju-Duval, O. de Charpal, P. RoGNON, O. Gariel, and A. Bennacef, 1971, Les Grés du Paléozoïque inférieur au Sahara: Sédimentation et discontinuités, Evolution structurale d'un craton.
- Boudjema, A., 1987, Evolution structurale du bassin pétrolier" triasique" du Sahara nord oriental (Algérie), Paris 11.
- Busson, G., 1967, Mesozoic of southern Tunisia: Guidebook to the Geology and History of Tunisia, PESL, 9th Annual Field Conf, p. 131-152.
- Busson, F., 1970, *Spirulina platensis* (Gom.) Geitler et *spirulina geitleri* J. de Toni; cyanophytes alimentaires.
- Busson, G., 1972, Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien.
- Busson, G., and A. Cornée, 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 (and the Middle East)*, v. 12, p. 85-105.
- Busson, H., 1971, Le rationalisme dans la littérature française de la Renaissance:(1533-1601), v. 1, Vrin.
- Caby, R., 1989, Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, v. 230, p. 145.
- Caby, R., 2003, Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis: *Journal of African Earth Sciences*, v. 37, p. 133-159.
- Caby, R., U. Andreopoulos-Renaud, and C. Pin, 1989, Late Proterozoic arc–continent and continent–continent collision in the Pan-African Trans-Saharan Belt of Mali: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1136-1146.
- Chabour, F., J.-P. Vilain, P. Macret, P. Masson, and L. Kobylanski, 2006, Simplified sensorless control technique for wound rotor synchronous motor: International Conference on Electrical Machines, ICEM2006.

- Courel, L., H. A. Salem, N. Benaouiss, M. Et-Touhami, B. Fekirine, M. Oujidi, M. Soussi, and A. Tourani, 2003, Mid-Triassic to Early Liassic clastic/evaporitic deposits over the Maghreb Platform: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 196, p. 157-176.
- DJERA. M., 2001, synthèse géophysique trend HDZ-HTF-BST permis Hassi D'zabat. Rapport interne, Sonatrach.
- Edmunds, W., A. Guendouz, A. Mamou, A. Moulla, P. Shand, and K. Zouari, 2003, Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators: *Applied geochemistry*, v. 18, p. 805-822.
- Fabre, J., 1976, Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines: La couverture phanérozoïque, v. 1, SNED.
- Fairhead, J., 1988, Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central African rift system: *Tectonophysics*, v. 155, p. 181-191.
- Fallara, F., M. Legault, L. Cheng, O. Rabeau, and J. Goutier, 2004, 3D model of a segment of the Porcupine-Destor Fault, metallogenic synthesis of Duparquet (phase 2/2): Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. D, v. 3, p. 2004-01.
- Fallara, F., G. Perron, and C. Williston, 2001, Modélisation régionale 3D géo-intégré: phase 1: camp minier de Joutel, Abitibi (Québec), Ministère des ressources naturelles.
- Flament, N., N. Coltice, and P. F. Rey, 2008, A case for late-Archaeon continental emergence from thermal evolution models and hypsometry: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 275, p. 326-336.
- Foulger, M. G., and M. J. Gaul, 2010, Database interface and database analysis system, Google Patents.
- Freulon, J., 1964a, Etude géologique des series Primaires du Sahara central: Centre Recherche Scientifique Géol: Ser, p. 191.
- Freulon, J. M., 1964b, Étude géologique des séries primaires du Sahara central:(Tassili n'Ájjer et Fezzan), v. 3, Centre national de la recherche scientifique.
- Frizon de Lamotte, D., C. Raulin, N. Mouchot, J. C. Wrobel-Daveau, C. Blanpied, and J. C. Ringenbach, 2011, The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes: *Tectonics*, v. 30.

- Guiraud, M., R. Powell, and G. Rebay, 2001, H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 445-454.
- Guiraud, R., and S. ALIDOU, 1981, LA FAILLE DE KANDI (BENIN), TEMOIN DU REJEU FINI-CRETACE D'UN ACCIDENT MAJEUR A ECHELLE DE LA PLAQUE AFRICAINE.
- Guiraud, R., Y. Bellion, J. Benkhelil, and C. Moreau, 1987, Post-Hercynian tectonics in northern and western Africa: *Geological Journal*, v. 22, p. 433-466.
- Guiraud, R., W. Bosworth, J. Thierry, and A. Delplanque, 2005, Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 83-143.
- Guiraud, R., and J.-C. Maurin, 1992, Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview: *Tectonophysics*, v. 213, p. 153-168.
- Guiraud, R., J.-C. D. Mbaigane, S. Carretier, and S. Dominguez, 2000, Evidence for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 897-900.
- Haddoum, H., R. Guiraud, and A. Moussine-Pouchkine, 2001, Hercynian compressional deformations of the Ahnet–Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny: *Terra Nova*, v. 13, p. 220-226.
- Hadiouche, O., and N. Jobert, 1988a, Evidence for anisotropy in north east Africa, from geographical and azimuthal distribution of Rayleigh wave velocities, and average upper mantle structure: *Geophysical Research Letters*, v. 15, p. 365-368.
- Hadiouche, O., and N. Jobert, 1988b, Geographical distribution of surface-wave velocities and 3-D upper-mantle structure in Africa: *Geophysical Journal International*, v. 95, p. 87-109.
- Homer, J. B., and G. Kistiakowsky, 1967, Oxidation and pyrolysis of ethylene in shock waves: *The Journal of Chemical Physics*, v. 47, p. 5290-5295.
- Hussein, H., Ibrahim, S. F., Kandeel, K., & Moawad, H. (2004). Biosorption of heavy metals from waste water using *Pseudomonas* sp. *Electronic journal of Biotechnology*, 7(1), 30-37.
- Jachens, R. C., Wentworth, C. M., Gautier, D. L. et Pack, S., 2001: 3D Geologic Maps and Visualization: A New Approach to the Geology of the Santa Clara (Silicon) Valley,

- California. U.S. Geological Survey, Digital Mapping Techniques '01 - Workshop Proceed-ings. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-223, 12 p.
- Kemp, D., 2002, Global environmental issues: a climatological approach, Routledge.
- Kilian, C., 1931, Les principaux complexes continentaux du Sahara. Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France, 1931, p. 109.
- Klett, T.R., 2000b. Total etroleum Systems of the Trias/Ghadames Province, Algeria, Tunisia, and Libya–The Tanezzuft–Oued Mya, Tanezzuft–Melrhir, and TanezzuftGhadames. USGS Bulletin 2202-C, 22.
- Lapparent A.-F. ,1947a, Stratigraphie et l'âge du Continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). C.R. Académique. Science, 255, p.754-756.
- Lapparent, A. F., Lelubre, M. ,1948, Interprétation stratigraphiques des séries continentales entre Ohanet et Bourharet (Sahara central). C.R .Académie. Science., Paris., 227, p. 1106 - 1108.
- Lapparent, A. F.,1960, – Les dinosauriens du Sahara central. *Trav. I. R.S., Alger.*, 19, pp. 7-22.
- Lapparent, A. d., 1948, Mission géologique dans le Sahara algérien: Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, v. 5, p. 19-32.
- Lefranc, J., and R. GUIRAUD, 1990a, Le continental intercalaire du Sahara nord occidental et ses équivalents dans les régions voisines: Publication occasionnelle-Centre international pour la formation et les échanges géologiques.
- Lefranc, J. P., 1958, Stratigraphie des séries continentales intercalaires au Fezzan nord-occidental (Libye): COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES, v. 247, p. 1360-1363.
- Lefranc, J. P., and R. Guiraud, 1990b, The Continental Intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions: Journal of African Earth Sciences (and the Middle East), v. 10, p. 27-77.
- Lelubre, M., 1948, EOLOGIE-LA DISCORDANCE PHARUSIEN-SUGGARIEN DANS LANTECAMBRIEN DE LAHAGGAR OCCIDENTAL (SAHARA-CENTRAL): COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES, v. 226, p. 419-420.

- Lesquer, A., J. Beltrao, and F. De Abreu, 1984, Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data: *Tectonophysics*, v. 110, p. 9-26.
- Lesquer, A., D. Takherist, J. Dautria, and O. Hadiouche, 1990, Geophysical and petrological evidence for the presence of an “anomalous” upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96, p. 407-418.
- Mallet, J.-L., 2002, *Geomodeling*, Oxford University Press.
- Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review: *Terra nova*, v. 13, p. 122-128.
- Merabet, N., B. Henry, A. Yelles, and M. M. Derder, 1990, Nouveaux pôles paléomagnétiques Carbonifère supérieur-Permien inférieur dans le craton stable saharien (Bassin d'Illizi, Algérie): *CR Acad. Sci. Paris*, v. 311, p. 1499-1504.
- Monjerezi, M., and C. Ngongondo, 2012, Quality of groundwater resources in Chikhwawa, lower shire Valley, Malawi: *Water Quality, Exposure and Health*, v. 4, p. 39-53.
- Néraudeau, D., G. Busson, and A. Cornée, 1991, Les échinides du Cénomanién Supérieur et du Turonien Inférieur de la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): *Géologique alpine*, HS, v. 17, p. 95.
- OSS ,2002a, Une conscience de bassin : Hydrogéologie. Rapport interne. Coupes. Planches. Annexes. Tunis, Tunisie. 284p 2, Observatoire du Sahara et du Sahel. SASS. Rapport interne. coupes. planches. annexes. tunis, tunisie. 275p.
- OSS ,2002b, Une conscience de bassin : Modèle mathématique. Rapport interne. Ouanes-Besbes, L., M. Golli, J. Knani, F. Dachraoui, N. Nciri, S. El Atrous, A. Gannouni, and F. Abroug, 2007, Prediction of recurrent spontaneous pneumothorax: CT scan findings versus management features: *Respiratory medicine*, v. 101, p. 230-236.
- Ould Baba Sy, M., 2005, Recharge et paléo recharge du système aquifère du Sahara septentrional: *Faculte des Sciences de Tunis, Departement de Geologie*, v. 271.
- Pallas, J. E., and J. B. Jones, 1978, Platinum uptake by horticultural crops: *Plant and Soil*, v. 50, p. 207-212.
- Pallas, P., 1980, *Water resources of the Socialist People's Libyan Arab Jamahiriya*.
- Perrin, M., Zhu, B., Rainaud, J.-F. et Schneider, S.,2005, Knowledge-driven applications for geological modeling. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 47, 89-104.

- Petersen, J., P. Deschamps, J. Gonçalves, B. Hamelin, J.-L. Michelot, A. Guendouz, and K. Zouari, 2014, Quantifying paleorecharge in the Continental Intercalaire (CI) aquifer by a Monte-Carlo inversion approach of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ data: *Applied geochemistry*, v. 50, p. 209-221.
- OQLF, 2005, *Le grand dictionnaire terminologique*. Office Québécois de la Langue Française. http://www.granddictionnaire.com/btml/fra/r_motclef/index1024_1.asp.
- Sail, N., Saighi, O., 2019, Hydrogeochemical characterization of the Complexe Terminal aquifer system in hyper-arid zones: the case of wadi Mya Basin, Algeria: *Arabian Journal of Geosciences*, 12(24):793.
- Soro, G., Soro, N., Ahoussi, K. E., Lasm, T., Kouamé, F. K., Soro, T. D., & Biémi, J. (2010). Evaluation des propriétés hydrauliques des aquifères fracturés des formations cristalline et métamorphique dans la région des Lacs (centre de la Côte d'Ivoire). *Estudios Geologicos*, 66(2), 227-242.
- Sylvain. r., 2012, Interactions lithosphère asthénosphère et mouvements verticaux: le cas du massif du Hoggar. Thèse doctorat, Univ. Paris-sud, 276 p.
- WEC 2003, Well Evaluation Conferences, 2003. Schlumberger. Algeria.
- WEC 2007, Well Evaluation Conferences, 2007. Schlumberger. Algeria.
- Wu, Q. et Xu, H., 2003, An approach to computer modeling and visualization of geological faults in 3D. *Computers & Geosciences*, 29, 503-509.
- Zazoun, R., 2001, La tectogenese hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la region de Bled El-Mass, Sahara Algerien: un continuum de deformation: *Journal of African Earth Sciences*, v. 32, p. 869-887.
- Ziegler, P., A., 1989, Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe: *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 63-85.