

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE & POPULAIRE

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Université Mentouri de Constantine

**Faculté des sciences de la terre, de l'aménagement
du territoire et de la géographie**

Département des sciences de la terre

Mémoire pour l'obtention du diplôme de magistère en géologie

Option : géologie des substances utiles

N° de série :

N° d'ordre :



Présenté par Mr BOUKROUH Faouzi

Devant le jury :

Mr MARMI Ramdane	M.C	Université Mentouri-Constantine	Président
Mr BOUFTOUHA Youcef	M.C	Université de Jijel	Rapporteur
Mr SHOUT Hocine	M.C	Université Mentouri-Constantine	Examineur
Mr BOUZENOUNE Azzedine	M.C	Université de Jijel	Examineur

Remerciements

Dieu merci

Des remerciements spécifiques a mes parents et surtout ma mère Khadija.

Je tiens en tout premier lieu à exprimer ma profonde gratitude à mon promoteur Mr Youcef Bouftouha, qui a accepté de diriger mon travail de recherche malgré ses nombreuses occupations et qui m'a guidé et conseillé dans toutes les étapes de mon travail.

Mes remerciements vont également à Mr Ramdane Marmi, Mr Hocine Shout, Mr A Bouzenoune, Mr Moussa Boularek, Mr Ahcene Bourfis et tout l'ensemble des autres enseignants pour leurs conseils, leurs critiques et leur patience durant toute ma formation.

Mes remerciements aussi à Mr Salah Eddine Charad, le doyen de la faculté des sciences de la terre, de la géographie & de l'aménagement du territoire.

Je présente mes profonds remerciements aux membres de jury qui ont bien voulu accepter d'examiner et juger mon travail de recherche.

Je tiens également à remercier tout le personnel de la faculté, pour tous ceux qui m'ont aidé à la réalisation de ce mémoire de magistère.

Enfin mes remerciements à : Meriem B qui m'a apportée un soutien énormes pour l'accomplissement de ce travail. Ainsi à tout l'ensemble de mes collègues.

A tous, Merci.

Résumé :

Le bassin de Guelma, structuré pendant le Langhien, se particularise par l'importance des dépôts de sel gemme. Un forage réalisé par l'ORGM a traversé plus de 566 mètres de sel gemme. Au dépôt de sel gemme s'ajoutent des dépôts de gypse, d'argiles et de calcaires. La répartition spatiale des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma permet de distinguer deux étapes de sédimentation évaporitique :

- une première étape, durant laquelle s'accumulent dans les parties profondes des couches massives de halite (plusieurs centaines de mètres) ;
- une deuxième étape, au cours de laquelle se déposa une alternance cyclique de gypse, d'argile et de calcaires.

L'importance des dépôts salifères du bassin de Guelma semble être en liaison avec la crise de salinité messinienne de la méditerranée.

Une autre particularité du bassin de Guelma est marquée par la présence d'un indice de soufre natif développé dans la région de Héliopolis. Les dépôts de soufre natif apparaissent en étroite liaison spatiale avec les alternances de gypse, d'argiles et de calcaire. Le dépôt de soufre natif de Héliopolis semble être le résultat d'une réduction du gypse par les thiobactéries.

Les dépôts de soufre natif de Héliopolis ont fait l'objet d'une exploitation artisanale au début du vingtième siècle.

Mots clefs : calcaires, Langhien, forage, sel gemme, gypse, argiles, bassin, évaporitique, exploitation artisanale, alternance, salifères, messinienne, méditerranée, soufre natif, thiobactéries, halite

Abstract:

The basin of Guelma, structured during Langhien, is characterized by the importance of the salt rock deposits. A drilling carried made by ORGM crossed more than 566 meters of salt rock. To the salt rock deposit are added gypsum deposits, clays and limestone. The space distribution of the evaporitic deposit of the basin of Guelma permits the distinguishing of two stages from evaporitic sedimentation:

- A first stage, during which gather in the major parts of the massive layers of halite (several hundred meters);
- A second stage, during which settled a cyclic gypsum alternation with clays and limestone. The importance of sulfurous deposits of the basin of Guelma seems to be in connection with crisis of messinien salinity of the Mediterranean Sea.

Another characteristic of the basin of Guelma is marked by the presence of a native sulphur index developed in the area of Heliopolis.

The deposits of native sulphur appear in close space connection with limestone and clay, gypsum alternations. The native sulphur deposit of Heliopolis is the result of the reduction of the gypsum by the thiobacteries.

The native sulphur deposits of Heliopolis were the subject of an artisanal exploitation at the beginning of the twentieth century.

Keywords: Langhien, basin, salt rock, drilling carried, clays, limestone, evaporitic, gypsum, stages, halite, messinien, Mediterranean, sulphur, thiobacteries

ملخص:

حوض قالمة, الذي تشكل خلال اللانغيني, متميز بأهمية و نوعية الصخور التي ترسبت في هذا الحوض بحيث أن أغلبية هذه الصخور عبارة عن ملح. وكالة الأبحاث الجيولوجية و المنجمية قامت بحفر نقب, هذا الأخير صادف 566 متر من الملح. إضافة لهذا الأخير توجد أيضا صخور جبسية, صخور طينية و صخور كلسية.

دراسة التوزيع الأفقي و العمودي لهذه الصخور التبخرية في حوض قالمة يسمح بتحديد مرحلتين أساسيتين لترسبها:

-المرحلة الأولى , التي ترسبت خلالها الصخور الملحية, و هذا في الأماكن العميقة من الحوض (عدت مئات من الأمتار),

-المرحلة الثانية و التي خلالها ترسب تناوب بين الصخور الطينية, الصخور الجبسية و الصخور الكلسية.

إن أهمية الترسبات الملحية بحوض قالمة تبدو أن لها صلة بنوبة الزمن المسينياني التي مست البحر المتوسط.

خاصية أخرى لحوض قالمة و هي تميزه بوجود عينة الكبريت الصافي و التي تطورت بمنطقة هليوبوليس.

ترسب الكبريت الصافي يبدو على أنه بعلاقة فضائية ضيقة مع تناوب طبقات الجبس, الصخور الطينية و الصخور الكلسية. ترسب هذا الكبريت هو نتيجة تحليل بكتريولوجي للصخور الجبسية.

هذه العينة من الكبريت الصافي كانت محل استغلال تقليدي خلال مطلع القرن العشرين.

كلمات أساسية: حوض قالمة, اللانغيني, الصخور, ملح, نقب, صخور جبسية, صخور طينية , صخور كلسية, العميقة, تناوب, الزمن المسينياني, البحر المتوسط, الكبريت, بكتريولوجي, استغلال...

SOMMAIRE

	Page
Résumé	1
Abstract	2
ملخص	3
Résumé détaillé & généralités	4
I-1- Introduction	12
I-2-Situation géographique	12
I-3-Historique des travaux géologiques et miniers	13
II-1- Cadre géologique régional	16
1- Le domaine interne	16
a - Le socle kabyle	16
b- La dorsale Kabyle (ou la chaîne calcaire)	16
2 - Le domaine des flyschs Crétacés-Paléogènes	17
2-1- Le flysch maurétanien	17
2-2- Le flysch massylien	17
3- le domaine tellien	18
3-1- Les séries ultra telliennes	18
3-2 - Les séries Telliennes sensu stricto	19
3-3- Les séries pénitelliennes et leur couverture éocène à nummulites	19
4- Le domaine de l'avant pays para-autochtone et autochtone	19
a- Les avants pays stables	20
b- Les pays autochtones plissés à séries sédimentaires mésozoïques épaisses	20
c- Les avants pays plissés et écaillés vers le sud	20
5- Le flyschs Numidien	21
6- Les formations post-nappes	21
7- Les formations de l'Oligo-Miocène kabyle et les Olistostromes	21
II-2- Evolution géodynamique	22
II-3-Le dispositif structural Constantinois	28
III-1-Les grands traits géologiques et structuraux de la région de Guelma	32
III-1-1- lithostratigraphie	32

III-1-1-1-Formations du Néocomien	32
III-1-1-2-Formations du Barrémien	34
III-1-1-3-Formations de l'Aptien	34
III-1-1-4-Formations de l'Albien	34
III-1-1-5-Formations du Vraconnien	35
III-1-1-6-Formations du cénomanien	35
III-1-1-7- Formations du Turonien	35
III-1-1-8- Formations du Coniacien	35
III-1-1-9- Formations du Santonien	36
III-1-1-10- Formations du sénonien (campanien et maastrichtien)	36
III-1-1-11- Formations du Paléocène	36
III-1-1-12-Formations de l'Eocène inférieur et moyen	36
III-1-1-13-Formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène	38
Le flysch Numidien	38
III-1-1-14-Formations du Miocène	39
III-1-1-15-Formations du Pliocène	39
III-1-1-16-Formations du Pléistocène	42
III-1-2 -Tectonique de la région de Guelma	46
A) Les plis	46
B) Contacts anormaux	47
C) Discordances	48
III-2- histoire paléogéographique de la région de Guelma	49
IV-1 - rappels des principales caractéristiques des roches évaporitiques (d'après Jacques Beauchamp ; 2001, modifiée)	52
1 - Les évaporites marines	53
2 - Les évaporites continentales	57
IV -2-Méthodes d'étude des dépôts évaporitiques (d'après Jacques Beauchamp ; 2001)	58
IV- 3 – Aperçu sur les époques salifères en Algérie	60
1 – Epoque salifère du Trias	60
2 – Epoque salifère Sénonienne	62
3 – Epoque salifère Quaternaire	63

IV-4- Principales caractéristiques des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma	65
IV-4-1- Principales roches des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma	70
- Les argiles	70
- Les calcaires	72
- Le gypse	73
- Les Oxydes de fer	74
- Le sel gemme	75
- L'anhydrite	76
IV-4-2- Les minéraux identifiés par diffractométrie	80
IV-4-3-Eléments d'interprétation des dépôts salifères miocènes du bassin de Guelma	91
IV-4-4-Contamination par SO₄ des eaux de nappe et de surface dans le bassin de Guelma	93
IV-5-Essai de reconstitution des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma	96
Aperçu géologique sur l'indice de soufre natif de Héliopolis	
V-1-Introduction	98
V-2-Caractéristiques géologiques et gîtologiques de l'indice de soufre de Helipolis	100
V-3-Interprétation des teneurs en soufre dans le sondage1 (réalisé par l'ORGM, 1984)	103
Conclusion	107

LISTE DES FIGURES

	page
Fig. 1: situation géographique de la région d'étude (source : global insight 0.1, 2003)	15
Fig. 2 : Carte structurale schématique de la chaîne Maghrébide montrant la disposition des zones internes et externes; d'après Durand Delga et Fontboté	18
Fig. 3 : Enchaînement géodynamique (a) au jurassique et (b) au Crétacé	24
Fig. 4 : Enchaînement géodynamique à l'Oligocène (a) et au Quaternaire (b).	27
Fig. 5: Cadre géologique générale de l'atlas tellien (d'après Meghraoui,1988) 1: paléozoïque; 2: jurassique; 3: flyschs cretacé-oligocene; 4: tellien; 5: volcanisme néogène; 6: bassins néogène et quaternaire.	31
Fig.6 : coupe géologique passant par Djebel Bezioun et Djebel Mahouna (D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)	33
Fig.7 : log démonstratif de la lithologie des formation du Néocomien au Santonien dans la région de Guelma	37
Fig.8 : coupe géologique passant par Djebel Bou Sba et Belkheir (D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)	40
Fig.9 : log démonstratif de la lithologie des formation du Sénonien au Quaternaire dans la région de Guelma.	41
Fig.10 : coupe géologique passant par Kef El Assoud, Héliopolis et Guelma (D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)	44
Fig.11 : Esquisse structurale de la région de Guelma (d'après INC Alger ;1988, carte géologique de Guelma feuille N°54)	45
Fig. 12: masse de sels précipités dans une saumure en cours d'évaporation.	52
Fig. 13: ordre de formation des minéraux lors de l'évaporation d'eau de mer (extrait de Blatt & al., 1980, modifiée)	53
fig. 14 : Répartition des faciès (A) évaporitique dans le cas d'un bassin marin fermé (d'après Einsele,1992;extrait Cojean & Renard 1997).	54
Fig. 15: répartition des faciès en carte (A) et en coupe (B) dans le cas d'un bassin marin a seuil (d'après Einsele, 1992). Variante du modèle dans le cas d'une alimentation par infiltration d'eau de mer (C). (Extrait Cojean & Renard, 1997).	55

fig. 16 : les bassins évaporitiques profonds. A : bassin structurellement profond d'eau profonde; B : bassin structurellement profond d'eau peu profonde (Extrait Cojean & Renard 1997).	56
Fig. 17 : Formation d'évaporites d'eau profonde; l'eau se stratifie, sur le fond s'accablent des sédiments anoxiques qui donneront plus tard des black shales; la couche superficielle de l'eau s'évapore et se concentre malgré l'apport latéral d'eau, les cristaux de gypse et de sel se forment et tombent au fond.	57
Fig. 18 : Esquisse des bassins salifères post jurassiques. 1. Chotts salifères (quaternaire); 2. Bassins d'évaporites du miocène supérieur : I- Bassin de Chélif, II- Bassin de Constantine; 3. Bassins salifères sénoniens Sahara septentrional : A. Bassin de Bechar; B. Bassin d'oued Mya; C. Bassin du grand erg oriental (évaporites); 4. Axes des zones hautes; 5. Axes subsidents; 6. Isopaques et sa valeur en mètres; 7. Sondages.	64
Fig.19 : logs démonstratifs des sondage G1 et G2 (profondeur et lithologies)	69
Fig.20 : montre une intercalation entre argile et gypse	71
Fig.21 : montre du sel gemme recristallisé	71
Fig.22 : montrant une roche de calcaire intercalé dans le gypse (prélevés de l'ancienne carrière d'exploitation du soufre)	72
Fig.23 : montrant du gypse (blanc) alterné de fins lits d'argiles	75
Fig.24 : illustrant un litage fin dans le sel gemme	76
Fig.25 : montrant sel gemme dans des argiles.	76
Fig.26 : montrant du sel gemme associé a de la matière organique.	76
Fig.27 : Vide de dissolution d'anciens cristaux losangiques de gypse.	77
Fig.28 : Oxyde de fers emballés dans un calcaire cryptocristallin + de petite cavité de dissolution du gypse.	77
Fig.29 : Gypse d'aspect fibreux formant le remplissage des fractures (gypse secondaire) + oxyde de fer et matières organique.	78
Fig.30 :Fissure remplie par du gypse avec un alignement généralement perpendiculaire à la paroi de la fissure.	78
Fig.31 :Gros cristaux de gypse dans une matrice forméepar des oxydes de fer et/ou de la matière organique.	78
Fig.32 : Cristaux losangique de gypse disséminés dans un calcaire cryptocristallin.	78
Fig.33 : Front de remplacement du gypse par l'anhydrite.	79

Fig.34 : Veine de Gypse totalement remplacée en anhydrite +oxydes de fer.	79
Fig.35 : pseudomorphose du gypse par de l'anhydrite dans un calcaire.	79
Fig.36 : spectre Ech N° : 1	83
Fig.36 : spectre Ech N° : 2	84
Fig.36 : spectre Ech N° : 3	85
Fig.36 : spectre Ech N° : 4	86
Fig.36 : spectre Ech N° : 5	87
Fig.36 : spectre Ech N° : 6	88
Fig.36 : spectre Ech N° : 7	89
Fig.36 : spectre Ech N° : 8	90
Fig. 44 : Enregistrement sismique montrant la superposition des couches sédimentaires situées sous le fond de la Méditerranée occidentale. On remarque notamment la couche de sel massif (en rouge), présente sous les dépôts plus récents. Le sel dont la densité est faible est localement déformé sous la charge des couches surincombantes au travers desquelles il s'élève (diapirisme) jusqu'à percer la surface des sédiments pour former de véritables collines sous-marines.	92
Fig. 45 : carte de contamination par SO4	95
Fig. 46 : montrant du soufre natif dans les fractures affectant le calcaire	102
Fig. 47 : illustrant le dépôt de soufre natif a l'interface des lits d'argiles et de gypse.	102
Fig. 48 : teneurs du soufre en fonction de la profondeur	104
Fig. 49 : schéma d'emplacement du bassin gazo-petrolioler de l'Est atlasique(d'après Aliev & Aït Laoucine)	105

Résumé détaillé & généralités :

Le thème du présent mémoire s'intitule :

Etudes géologiques des dépôts évaporitiques du bassin du Guelma

La méthodologie suivie se base sur :

- Une consultation des travaux & études géologiques antérieure en rapport avec le sujet d'étude que sa soit sur le plan géologique (géologie régionale & locale), sur le plan minier (les dépôts évaporitiques), ou sur le plan géochimique. Aussi des travaux de carte géologique et topographique pour vérification des étages géologiques présents dans la région de Guelma ;
- Des travaux de terrain sur la région d'étude (bassin de Guelma) y compris le prélèvement d'échantillons en surface & sur les carottes de sondages réalisés par l'O.R.G.M ;
- Des travaux de laboratoire comportant troncature des échantillons prélevés et confection de lames mince, en plus des études de diffractométrie au rayons X ;
- Une analyse des résultats obtenue lors de l'étude des lames minces sous microscope et des spectres des rayons X, pour détecter les espèces minérales existantes et les comparer aux associations minérales rencontrées dans des dépôts analogues dans le pourtour de la méditerranée ;
- Interprétation des dépôts évaporitiques miocène de Guelma et un essai de reconstitution de ces dépôts.

Pour cela on a suivi le plan de travail suivant :

- 1- GENERALITES ;
- 2- GEOLOGIE REGIONALE ;
- 3- GEOLOGIE LOCALE ;
- 4- ETUDE DES DEPOTS EVAPORITIQUES DU BASSIN DE GUELMA ;

5-ETUDE DE L'INDICE DE SOUFRE NATIF DE HELIOPOLIS ; ET ENFIN UNE CONCLUSION.

Quelques détails concernant les chapitres cités au dessus :

Le bassin de Guelma, se trouvant dans la partie nord orientale du grand bassin néogène constantinois se particularise par une sédimentation de type évaporitique.

Les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma sont essentiellement représentés par du sel gemme et du gypse. Un forage de recherche effectué par l'ORGM a traversé plus de 566 mètres de sel gemme.

La région de Guelma dont fait partie le secteur étudiée est situé à 600km à l'Est d'Alger et à 70 Km à l'ENE de Constantine. Elle se caractérise par des reliefs montagneux, qui occupent environ 60 % de la région.

Sur le plan minier, la région de Guelma recèle un potentiel en substances utiles non négligeable dont les plus importantes sont : Gypse, Roches pour agrégats, Barytine, Dolomie, Calcaires, Kaolins et Halloysites, Phosphorites, Argiles, Soufre.

La géologie régionale (pages 16 à 31):

Le Nord-Est Algérien fait partie du domaine plissé alpin. Ce dernier est généralement subdivisé en plusieurs domaines structuraux et paléogéographiques bien distincts qui sont :

- 1- Le domaine interne ;
- 2- Le domaine des flyschs Crétacés-Paléogènes ;
- 3- Le domaine tellien ;
- 4- Le domaine de l'avant pays para-autochtone et autochtone ;

- 5- Le flysch Numidien ;
- 6- Les formations post-nappes ;
- 7- Les formations de l'Oligo-Miocène kabyle et les Olistostromes.

Le dispositif structural constantinois : Ce dispositif structural est le résultat de la superposition de plusieurs phases tectoniques qui sont :

- La phase tectonique du jurassique inférieur
- La phase de tectonique du jurassique supérieure
- La phase tectonique de l'aptien
- La phase tectonique de l'Albien
- La phase tectonique du Crétacé supérieur
- La phase Atlasique
- La phase Alpine
- La phase Astracienne
- La phase Tortonienne
- La phase du Miocène supérieur.

La géologie locale (pages 32 à 51) :

Les terrains affleurant dans la région de Guelma sont représentés par des formations allant du néocomien au plio-quaternaire. L'étude stratigraphique de ces formations a été pour l'essentiel réalisée par : De La Chavane, 1910.

Les formations du Miocène constituant l'âge des formations évaporitiques du bassin de Guelma sont largement représentées dans cette région. Le Miocène inférieur est représenté par des dépôts franchement marins ; alors que le Miocène moyen et supérieur, ils sont successivement représentés par des dépôts laguno-marins, laguno-saumâtres et enfin fluvio-terrestres.

Etudes des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

Les évaporites sont des roches d'origine chimiques, résultant de la précipitation de sels par concentration à partir de saumures dans des contextes géodynamiques continentaux ou marins.

Les principaux minéraux constituant les roches évaporitiques sont les suivants:

- **Gypse:** $\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$.
- **Anhydrite:** CaSO_4 .
- **Halite :** Na Cl .
- **Sylvine ou Sylvite :** KCl .
- **la carnallite :** $\text{KMgCl}_3, 6\text{H}_2\text{O}$.

Principales caractéristiques des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

Le bassin de Guelma, faisant l'objet de notre étude, montre une forme lenticulaire s'allongeant sur une direction Est-Ouest (une longueur maximum de 20 km, et une largeur maximum de 12 km). Il est limité au nord par les reliefs de Djebel Guerbissa, Koudiat Debdebe, Djebel Bou Zitoun, Ras El Chatah, les contreforts du massif d'El Houara, à l'Est par les massifs de Beni Marmi, au sud par le massif de la Mahouna et ses contreforts Rakaat El Ras, le Kef Soultane et à l'Ouest par le massif du Djebel Arara.

Le bassin de Guelma est en grande partie, comblé par les dépôts évaporitiques du Miocène terminal, recouverts partiellement ou totalement par les dépôts travertineux du Pliocène et les dépôts du Quaternaires.

L'ORGM (1984), a appliqué plusieurs méthodes géophysiques dans le but de mieux cerner le dispositif structural de ce bassin. Les résultats des travaux

géophysiques ont révélé que le bassin de Guelma est divisé en deux bloc : un bloc affaissé et un bloc soulevé. Ces deux blocs sont séparés par des accidents tectoniques du premier ordre et présentant deux directions générales : une direction presque Est - Ouest et une direction Nord Ouest – Sud Est.

Principales roches des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

L'étude des roches évaporitiques du bassin de Guelma a été réalisée en se basant sur les travaux de terrain, les travaux de laboratoire et les analyses par diffractométrie aux rayons X.

L'anhydrite :

Elle est intimement associée au gypse et ne s'observe que rarement dans les calcaires. L'anhydrite est un produit secondaire, résultant de la déshydratation du gypse.

Les argiles :

Les argiles sont bien représentées dans le bassin de Guelma. Elles se rencontrent en alternance avec le gypse, les marnes et les calcaires et parfois dans le sel gemme en remplissage de fractures. Les argiles du bassin de Guelma présentent une couleur grise foncée à noirâtre (présence de matière organique).

Les calcaires :

Les calcaires sont représentés surtout dans l'assise supérieure des dépôts évaporitiques du Miocène supérieur. Ils se présentent en petits bancs d'épaisseur généralement millimétrique (quelques millimètres), rarement décimétriques (quelques dizaines de centimètres).

Le gypse :

Dans le bassin de Guelma, deux grandes variétés de gypse ont pu être

observées :

- une variété pure, caractérisée par sa couleur blanche ;
- une variété impure de couleur variant d'un blanc sale au gris. Cette variété est la plus répandue.

Les Oxydes de fer :

Les oxydes de fer sont fréquents dans les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Ces derniers se rencontrent avec le gypse, les calcaires, les argiles et avec le sel gemme.

Le sel gemme :

Les échantillons de sel gemme étudiés proviennent des carottes de sondages. Au niveau du sondage G1 le sel gemme se présente en alternance avec le gypse, les argiles et les calcaires sous forme de lits d'épaisseur réduite. Par contre, au niveau du sondage G2, le sel gemme se rencontre sur une épaisseur supérieure à 566 mètres.

Eléments d'interprétation des dépôts salifères miocènes du bassin de Guelma :

Les plus importants dépôts d'évaporites caractérisant l'époque salifère du Miocène supérieur (Messinien) se trouvent dans le bassin du Chélif dans l'Ouest algérien et dans le bassin de Guelma dans l'Est algérien.

Selon les travaux de : De La Chavane (1910) et Tahar Aïfa & Al (2003), les dépôts salifères de ces deux bassins seraient liés à la crise de salinité du messinien qu'a connue la mer méditerranéenne.

Cette crise de salinité s'est traduite par une succession de phases

évaporitiques entrecoupées de périodes de remplissage marin. A partir d'arguments écologiques et géochimiques, notamment isotopiques, il a été montré que la précipitation de la majorité des sels résulte bien de la concentration d'eaux océaniques qui pénétraient dans le bassin. On distingue schématiquement deux étapes principales :

- Au cours de la première étape, s'accumulent d'abord dans les parties plus profondes, des couches massives de sel gemme (fig. 44), atteignant 7 à 800 mètres d'épaisseur en Méditerranée occidentale et en Sicile, et peut-être plusieurs milliers de mètres en Méditerranée orientale. La présence de sels très solubles de K et Mg implique des concentrations très élevées, dans des conditions alors proches de la dessiccation.

- Au cours de la deuxième étape, se dépose une alternance cyclique de marnes et de gypse sur une épaisseur dépassant parfois 300 mètres. Cette alternance a enregistré une succession de phases de remplissage marin suivi d'un isolement conduisant au dépôt de couches de gypse, puis à la dessiccation temporaire, avant un nouvel épisode de remplissage. Ces remplissages s'expliquent par des remontées épisodiques du niveau océanique, probablement d'origine glacio-eustatique, d'une amplitude suffisante pour permettre aux eaux atlantiques de submerger les seuils qui isolaient de plus en plus fortement la Méditerranée.

Les données géologiques et sédimentologiques caractérisant les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma permettent une reconstitution des dépôts de ce dernier comme suit :

La répartition spatiale des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma montre que les dépôts de sel gemme occupent la partie profonde du bassin, alors que les dépôts de gypse se rencontrent dans les parties les moins profondes du bassin. Des passages latéraux de faciès marquent ces deux types de dépôts.

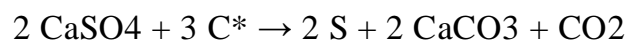
Ces observations permettent d'envisager une explication des dépôts comme suit:

Suite a l'effondrement qui a données naissance au bassin de Guelma, et qui l'on peut située post-oligocène, ce fossé d'effondrement a été remplie par des eaux sursalé (crise messinienne en méditerranée) liée a des incursions marines. Ces eaux sursalés ont généré par évaporation le dépôt de l'importante couche de sel gemme dans les parties profondes du bassin et des dépôts de gypse, argiles et calcaire dans les parties moins profonde du bassin (parties marginaux), en effet cette répartition est expliquée par le fait que le sel gemme est toujours localisé dans les fossés à forte subsidence, au contraire, sur les plates forme qui sépare de tels fossés, le sel gemme est absent ou légèrement présent, et le gypse largement dominant.

Etude de l'indice de soufre natif de Héliopolis :

Les observations recueillies au niveau de l'ancienne galerie d'exploitation de soufre de Héliopolis, montrent que le soufre de couleur jaune claire, finement cristallisé ou sous forme de poudre, apparaît principalement développé au niveau des contacts des calcaires et du gypse (fig.46), au niveau des contacts des argiles et du gypse (fig.47) et en remplissage des fissures affectant les calcaires.

L'association du soufre avec le gypse, le calcaire et la matière organique s'explique par son origine. En effet le soufre provient la plus part du temps de la réduction des sulfates par de la matière organique :



C* étant le carbone organique

I-1- Introduction:

Le bassin de Guelma, se trouvant dans la partie nord orientale du grand bassin néogène constantinois se particularise par une sédimentation de type évaporitique.

Les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma sont essentiellement représentés par du sel gemme et du gypse. Un forage de recherche effectué par l'ORGM a traversé plus de 566 mètres de sel gemme.

I-2-Situation géographique :

La région de Guelma dont fait partie le secteur étudiée est situé à 600km à l'Est d'Alger et à 70 Km à l'ENE de Constantine (Fig. 1). Elle se caractérise par des reliefs montagneux, qui occupent environ 60 % de la région.

Le climat de la région de Guelma est humide, la pluviométrie est de l'ordre de 450 à 600 mm/an. Le principal oued de la région est l'Oued Seybouse. Ce dernier traverse le bassin de Guelma d'Ouest en Est. Par ailleurs, cet Oued drainent les eaux des nombreuses sources thermales de la vallée de hammam Oulad Ali au Nord de Guelma.

Le réseau routier de la région de Guelma est bien développé. Il joue un rôle important dans les différentes activités de cette région, notamment, l'activité minière qui s'appuie sur l'exploitation du kaolin de Djebel Debbagh, l'antimoine de Hammam N'bails, l'onyx de Mahouna et autres.

Le bassin de Guelma faisant l'objet de notre étude, s'étend d'Est en Ouest sur une longueur de 20 Km, et une largeur maximum de 12 km. Il est limité au nord par le Djebel Guerbissa, Koudiat Debdebe, Djebel Bou Zitoune, Ras El Chatah, les contreforts du massif d'El Houara, à l'Est par les massifs de Beni

Marmi, au Sud par le massif de la Mahouna et ses contreforts : le Rakaat El Ras et le Kef Soultane et à l'Ouest par le massif du Djebel Arara.

Sur le plan minier, la région de Guelma recèle un potentiel en substances utiles non négligeable dont les plus importantes sont :

- § Argiles pour la fabrication des briques et des tuiles : le gisement le plus important est celui de Bouchegouf dans les formations argileuses du Numidien ;
- § Gypse, dans les formations du trias et du miocène : indice de Djebel Nador, indice de Héliopolis et l'indice de Medjez Sfa ;
- § Roches pour agrégats : les gisements de Douar Bou Zitoune et Djebel Debbagh, l'indice de hammam N'bails et Galâa Bou Diar ;
- § Barytine : indice de Koudiat Bou Kesrouba et Bou Zitoune ;
- § Dolomie : gisement de djebel Faïa, djebel Debbagh et Mechrakha;
- § Calcaires : indice de Djebel Debbagh et Ras El Ma ;
- § Kaolins et halloysites: gisement de Djebel Debbagh et l'indice de Hammam N'bails ;
- § Phosphorites : indices de Ain El Arbi, Ain Souda Djebel Bardo, Djebel Nador, Djebel El Kouz et Kef El Aksi ;
- § Soufre : indice de Héliopolis.

I-3-Historique des travaux géologiques et miniers :

Au début du vingtième siècle (M.Fourier) vétérinaire sanitaire de Guelma, découvrit dans cette région la présence de bancs de soufre natif dans des

couches marno-gypseuses, mises à jour par des sondages réalisés sur les rebords de la vallée de la Seybouse. Par la suite (1906) une galerie d'exploitation a été creusée dans cette formation pour extraire le soufre de ce gîte.

En 1910 JC.D.De La Chavane géologue français, a réalisé deux cartes géologique sur la région de Guelma, une au 1/400 000 et une autre au 1/50000, accompagnées d'une étude des terrains tertiaires de la région de Guelma.

Après l'indépendance, l'ORGM a effectué plusieurs campagnes de prospection et plus précisément en 1973, 1984, et 1994 sur le gîte de soufre de Héliopolis. A ces travaux s'ajoutent d'autres études réalisées par la DREG/SNMC dans le cadre de la mise en valeur de gîtes d'agrégats. La SONAREM (1979), a effectué des travaux de révision-prévision des substances utiles non métalliques dans la région de Guelma.

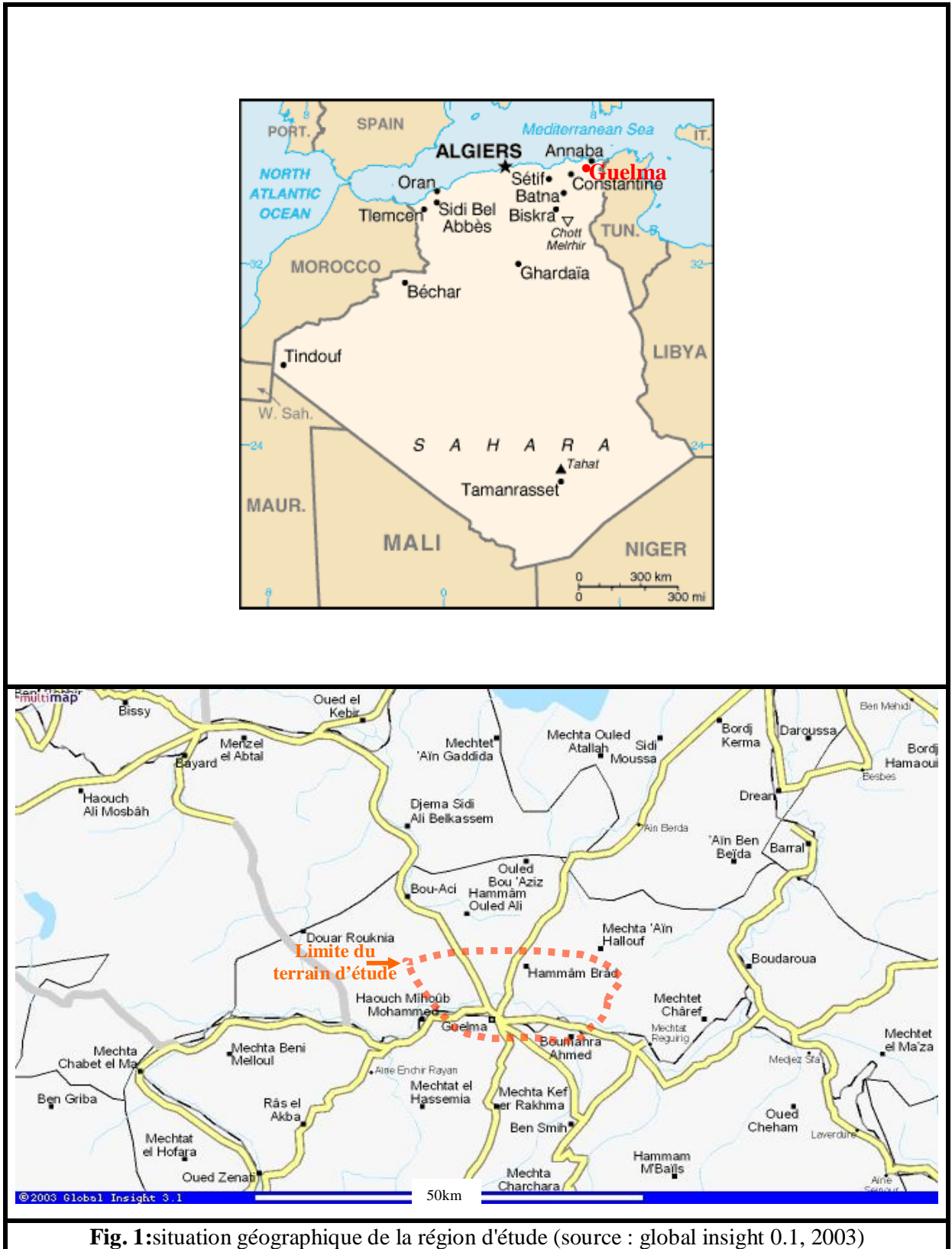


Fig. 1: situation géographique de la région d'étude (source : global insight 0.1, 2003)

II-1- Cadre géologique régional :

Le Nord-Est Algérien fait partie du domaine plissé alpin. Ce dernier est généralement subdivisé en plusieurs domaines structuraux et paléogéographiques bien distincts (Fig. 2).

Du Nord vers le Sud, on distingue :

1- Le domaine interne :

Il comprend le socle cristallophyllien (socle kabyle) et sa couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire, appelée encore dorsale Kabyle ou chaîne calcaire.

a - Le socle kabyle :

Il est représenté par des formations cristallophylliennes. D'après Durand Delga (1969), Bouillin (1977) et Raoult (1974), le socle kabyle comporte de bas en haut les ensembles suivants :

- un ensemble cristallin profond appartenant au faciès des granulites ;
- un ensemble gneissique, admettant des intercalations de quartzites, d'amphibolites, de marbres et de pyroxénites ;
- un ensemble phylladitique qui a subi un métamorphisme de basse pression avec une zone inférieure à biotite et une zone supérieure à chlorite ;

b- La Dorsale Kabyle (ou la chaîne calcaire) :

Elle constitue la couverture sédimentaire de la bordure méridionale du socle kabyle. Elle comporte des formations allant du Permo-Trias au Lutétien. Selon (Raoult (1974), Vila (1980), les termes formant cette chaîne correspondent à trois domaines paléogéographiques et qui sont du nord au sud :

- **La Dorsale interne :** caractérisée par une série complète allant du Permo-Trias à l'Oligocène.

- **La Dorsale médiane** : représentée par des dépôts constants à dominante marneuse et à microfaune pélagique du Turonien ou Lutétien, montrant une lacune du Crétacé moyen.
- **La Dorsale externe** : elle est caractérisée par des terrains du Jurassique et du Crétacé supérieur et par un Eocène détritique et lacuneux.

2 - Le domaine des flyschs Crétacés-Paléogènes

Ce sont des terrains allochtones d'âge Crétacé à Eocène (RAOULT, 1972).
Ce domaine comporte deux types de flyschs :

2-1- Le flysch maurétanien :

Ce flysch montre une série allant du Malm au Priabonien. Il comporte de bas en haut :

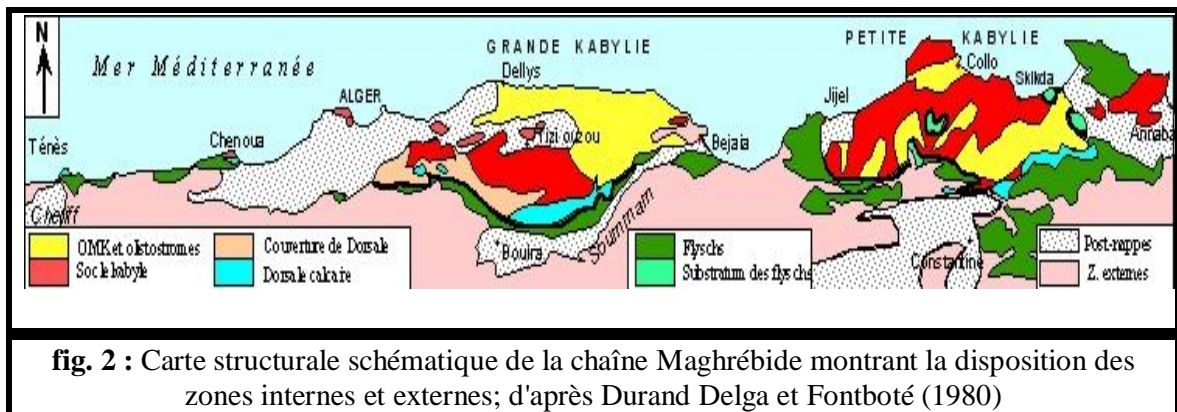
- Des calcaires du Tithonique-Néocomien, passant vers le haut à une puissante masse de pelite et de grès (flyschs de GERROUCH) de l'Albo-Aptien.
- Des microbrèches silicifiées à ciment sparitique à quartz détritique du Cénomaniens et Turonien inférieur.
- Un ensemble complexe de marnes, de calcaires microbréchiques et sableux, des conglomérats au sommet et enfin, des grès micacés du Turonien au Lutétien supérieur.

2-2- Le flysch massylien :

Le terme de flysch massylien a été proposé par Raoult en 1969 pour caractériser les formations détritiques schisto-quartzeuses (flysch albo-aptien de Glangeaud, 1932).

Ce flysch comportent les termes lithologiques suivants :

- Argiles et grès plus ou moins quartzitiques de l'Albo-Aptien ;
- Des phtanites argileuses et conglomérats avec des marnes à bancs calcaires du Cénomaniens inférieur ;
- Des marnes et des argiles schisteuses à lits de grès calcaireux et des conglomérats du Sénonien.



3- le domaine tellien :

Les formations du domaine tellien sont généralement subdivisées en trois séries qui sont du nord au sud (VILA, 1980) :

3-1- Les séries ultra telliennes :

D'après Durand Delga (1969), ces séries forment un ensemble particulièrement homogène qui contient un Crétacé marneux à Ammonites et à Rotaliporas et un Eocène caractérisé par des marnes sombres et des calcaires à silex noirs.

3-2 - Les séries Telliennes sensu stricto :

Elles forment une couverture très importante qui va des chaînes côtières des Babors jusqu'au premières pentes des monts du Hodna. Ces séries telliennes peuvent être rassemblées en six groupes du nord au sud :

- Les séries de type Gouraya-Arkalon ;
- Les séries de type Barbacha ;
- Les séries de type Drâa-el-âarba ;
- Les séries de type Beni-Abdellah ;
- Les séries Bibaniques ;
- Les séries de Djemila.

3-3- Les séries pénitelliennes et leur couverture éocène à nummulites :

Selon (Vila, 1977), les formations pénitelliennes s'étalent sur une étendue de 150 km de l'Est à l'Ouest et sur 40 Km du Nord au Sud.

Elles apparaissent de deux façons différentes :

Au Nord : en fenêtre sous les nappes Telliennes, comme au Djebel Hellel, Djebel Bou-cheref et Ouakissen, Massif d'Ahmed Rachedi et au Djebel El-Akhal.

Au Sud et à l'Est : en klippe sur les massifs néritiques constantinois, cas du Djebel Grouz, Djebel Khenag et Djebel Chataba.

4- Le domaine de l'avant pays para-autochtone et autochtone :

Il se situe au Sud des domaines précédents et il correspond à des séries sédimentaires d'âge mésozoïque. Dans ces séries, les formations carbonatées, souvent dolomitiques y sont largement développées. Elles constituent des mûles rigides qui ont plus au moins résisté aux compressions alpines. On distingue d'Ouest en Est les structures suivantes :

a- Les avants pays stables :

Ils ont des comportements tectoniques rigides, généralement d'âge mésozoïque.

b- Les pays autochtones plissés à séries sédimentaires mésozoïques épaisses :

Ce sont les monts du Hodna, des Bélezma et des Aurès.

c- Les avants pays plissés et écaillés vers le sud :

Ils sont représentés par :

- une unité sud sétifienne:

Caractérisée par un ensemble mésozoïque assez homogène, représenté par des carbonates avec un caractère de plate forme subsidente.

- Une unité néritique constantinoise:

Le domaine néritique Constantinois qui appartient au domaine tellien a fait l'objet de nombreuses études : Deleau (1938), Delga (1969), Vila (1969-1980) et J.C.Lahondère & Magne (1983).

Ce vaste domaine est caractérisé par des dépôts triasiques, jurassiques et crétacés.

Le domaine néritique Constantinois constitue l'essentiel des reliefs calcaires des monts de Tadjenanet, Oued Athménia, Constantine, Ain Mlila, Hammam Debbagh et Guelma ;

- Une unité plissée et écaillée des Sellaoua :

Cette unité forme l'avant pays paraautochtone plissé et écaillé vers le sud. Elle est issue d'un sillon subsident à sédimentation pélagique argileuse et marneuse. Elle se développe dans la région d' Ain Mlila, Ain Fakroune, Ain Beida et Souk Ahras.

5- Le flysch Numidien :

Pendant que l'Oligo-Miocène kabyle se déposait au Nord de la Dorsale calcaire, le flysch numidien remplissait au Sud, à partir de l'Oligocène supérieur, un bassin probablement en grande partie héritée de celui des flyschs crétacés-paléogènes mais qui débordait sur le domaine tellien. La sédimentation s'est poursuivie jusqu'au Burdigalien inférieur. Au Burdigalien moyen et supérieur, le bassin numidien a été inversé et une partie de son contenu a glissé vers le Nord dans le bassin Oligo-Miocène interne. Le flysch numidien comporte à sa base des argiles varicolores à *tubotomaculum* d'âge oligocène, surmontées par une importante masse de grés et de pélites d'âge aquitanien et enfin des formations supra numidiennes constituées d'argiles et de silexites qui atteignent le burdigalien basal (rapport maradja ;2003).

6- Les formations post-nappes :

Des bassins discordants, postérieurs aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flysch et des nappes telliennes, se sont formés sur l'ensemble de la chaîne tellienne à partir du Langhien (miocène moyen). De tels bassins se trouvent sur les zones internes de Petite et de Grande Kabylie. Ils sont peu déformés mais ont néanmoins enregistré, par la fracturation, une succession d'épisodes tectoniques. D'autres bassins s'étendent sur les zones externes : bassins de Constantine, de la Soummam, du Cheliff. Ils ont subi des déformations d'âge miocène à quaternaire (plis, petits chevauchements, fracturation) plus importantes que celles des bassins des zones internes (rapport maradja ; 2003).

7- Les formations de l'Oligo-Miocène kabyle et les Olistostromes :

Le socle kabyle, auparavant émergé, a été recouvert en discordance à partir

de la fin de l'Oligocène par les dépôts détritiques de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK). Dans ce bassin de l'OMK se sont mis en place au Burdigalien moyen, par glissement gravitaire sous-marin, des olistostromes (formations tectono-sédimentaires) dont le matériel provient de la zone des flyschs et de la zone tellienne. Ce bassin est en partie postérieur et en partie contemporain d'un épisode tectonique majeur dans les zones internes. Des arguments structuraux et chronologiques permettent d'envisager que ce bassin s'est formé par rifting à l'Oligocène terminal (Kezirian et al., 1993 ; Bouillin, 2000 in maradja).

Enfin des phénomènes magmatiques se sont développés tout au long du nord de l'Algérie. Ils sont particulièrement développés en Petite Kabylie, où des massifs de granitoïdes se sont mis en place à partir de 16 Ma (Bellon, 1976). Ce magmatisme calco-alkalin ne peut pas être mis en relation d'une façon simple avec une subduction active et il est envisagé qu'il résulte plutôt d'un phénomène de détachement de slab (Maury et al ; 2000 in maradja).

II-2- Evolution géodynamique :

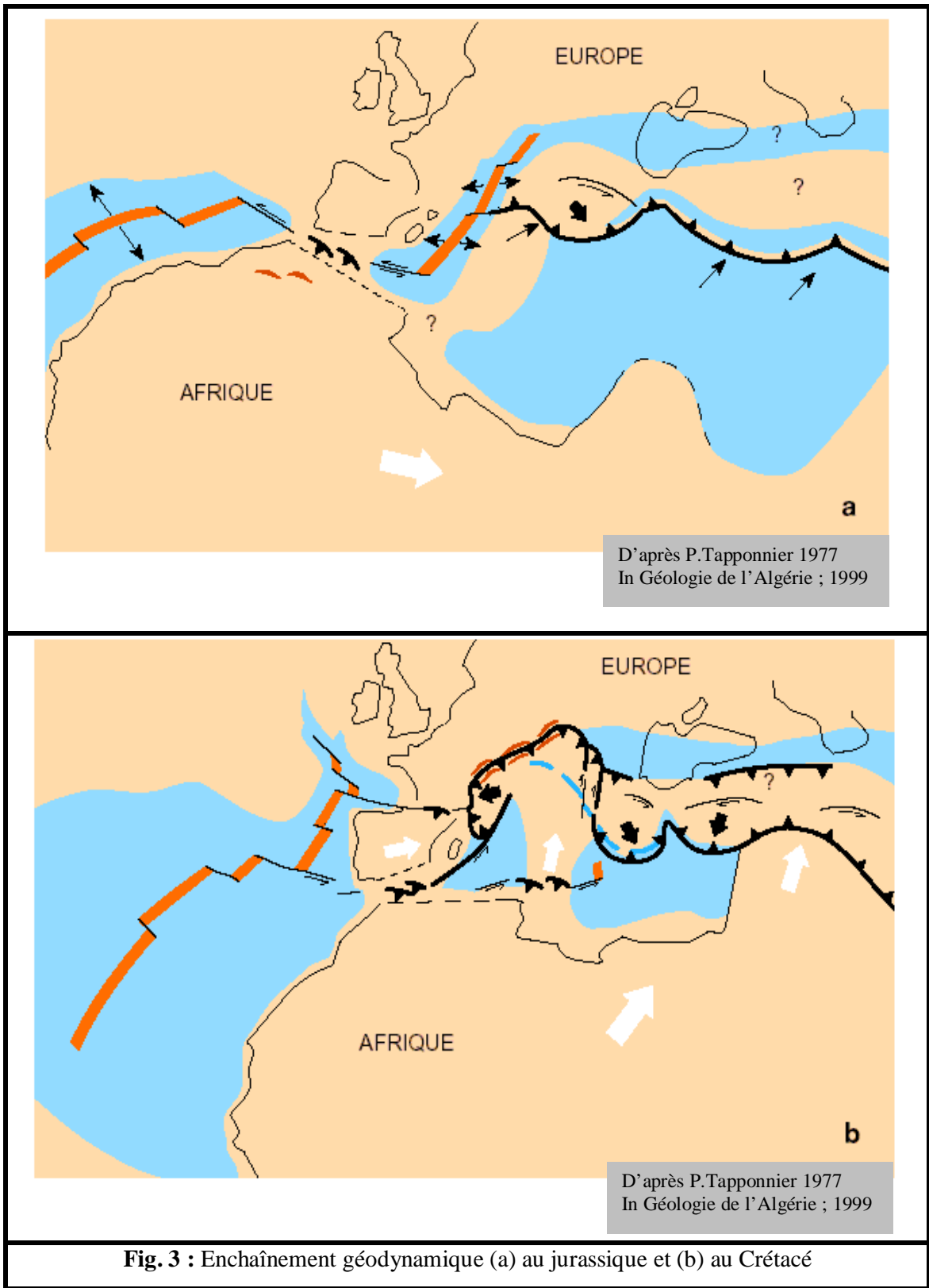
Selon l'équipe de recherche de la Campagne MARADJA (Marge Active de l'Algérie, 2003), les différents éléments structuraux présentés ci-dessus résultent d'une évolution géodynamique comportant :

(1) Une histoire distensive jurassique (Fig. 3a), avec un rifting débutant au Lias inférieur et moyen et une ouverture océanique, probablement assez limitée au Jurassique supérieur. On a ainsi formation du bassin profond dans lequel se sont déposés les flysch crétacés paléogènes. Les deux marges de ce bassin donneront respectivement les unités des zones externes de la chaîne maghrébide et celles de la Dorsale calcaire.

(2) Des épisodes tectoniques crétacés sont avérés (déformations dans le chaînon des Babors, près de Bejaia et recristallisations métamorphiques datées) mais leur

nature distensive ou compressive et leur importance restent conjecturales, même si certaines interprétations leurs donnent une grande importance, (fig. 3b).

En Calabre et en grande Kabylie, des cisaillements dans le socle, datés de l'Oligocène jouent en faille normales ductiles (Platt et Compagnoni, 1990 ; Saadallah et Caby, 1996 in maradja). Les massifs Kabyles se détachent de la marge Sardaigne-Baléares dont ils sont séparés par le bassin Nord-algérien à valeur de bassin d'arrière-arc (Vergés et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 in maradja). On peut supposer que la subduction de la Téthys Maghrébide se poursuit au Sud d'un arc montagneux formé par la partie Sud du socle Kabyle et le domaine de la Dorsale. Au Sud, la série détritique numidienne se dépose dans la partie restante du bassin maghrébin et sur une partie de la marge tellienne (Aïté et Gélard, 1997 in maradja).



Au Burdigalien supérieur (-18 Ma), des olistostromes et des nappes gravitaires constituées par des flyschs crétacés-paléogènes, des marnes du domaine tellien et du flysch numidien glissent vers le Nord dans le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle qui s'est progressivement approfondi au cours du Miocène inférieur. Ce phénomène peut être attribué au blocage de la subduction, les zones internes étant alors accrétées à l'Afrique. Les bassins Langhiens scellent effectivement les chevauchements dans les zones internes et dans la partie la plus septentrionale des zones externes. Le magmatisme se développe à partir de cette époque (16 Ma). Différents auteurs envisagent alors un retrait de la subduction vers l'Est (Doglioni et al, 1997 in maradja), accompagnée de la formation de l'arc calabro-péloritain et de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, ou un retrait à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, pour rendre compte des déplacements vers l'Ouest observés dans l'arc de Gibraltar (Frizon de Lamotte et al, 2000 in maradja). Des chevauchements se poursuivent cependant, dans la partie Sud des zones externes au Serravallien et au Tortonien (Vila, 1980 ; Thomas, 1985 in maradja) et atteignent alors le domaine des chaînes atlasiques, ce qui implique une poursuite de la convergence entre le bloc interne et la marge africaine. Les zones internes restent également en régime compressif, marqué par des plis à grand rayon de courbure (Aïte et Gélard, 1997 in maradja). Le Pliocène paraît avoir enregistré une compression N-S dans le Cheliff (Meghraoui et al, 1986 in maradja).

Au Pléistocène et au Quaternaire inférieur (Fig. 4b), la poursuite de la convergence entre Europe et Afrique se localise principalement au Sud de la Chaîne Maghrébide, mais elle est également enregistrée dans les bassins néogènes (Meghraoui et al, 1986 in maradja). Enfin la sismicité actuelle se concentre le long d'une bande E-W, traversant la mer d'Alboran et les zones externes maghrébides, correspondant probablement à la limite de plaques

actuelle. Des chevauchements et des plis de rampes quaternaires se localisent le long de cette zone, principalement dans le bassin du Cheliff (Meghraoui et al, 1986, 1996 in maradja) et en bordure du bassin de la Soummam (Boudiaf et al, 1999 in maradja).

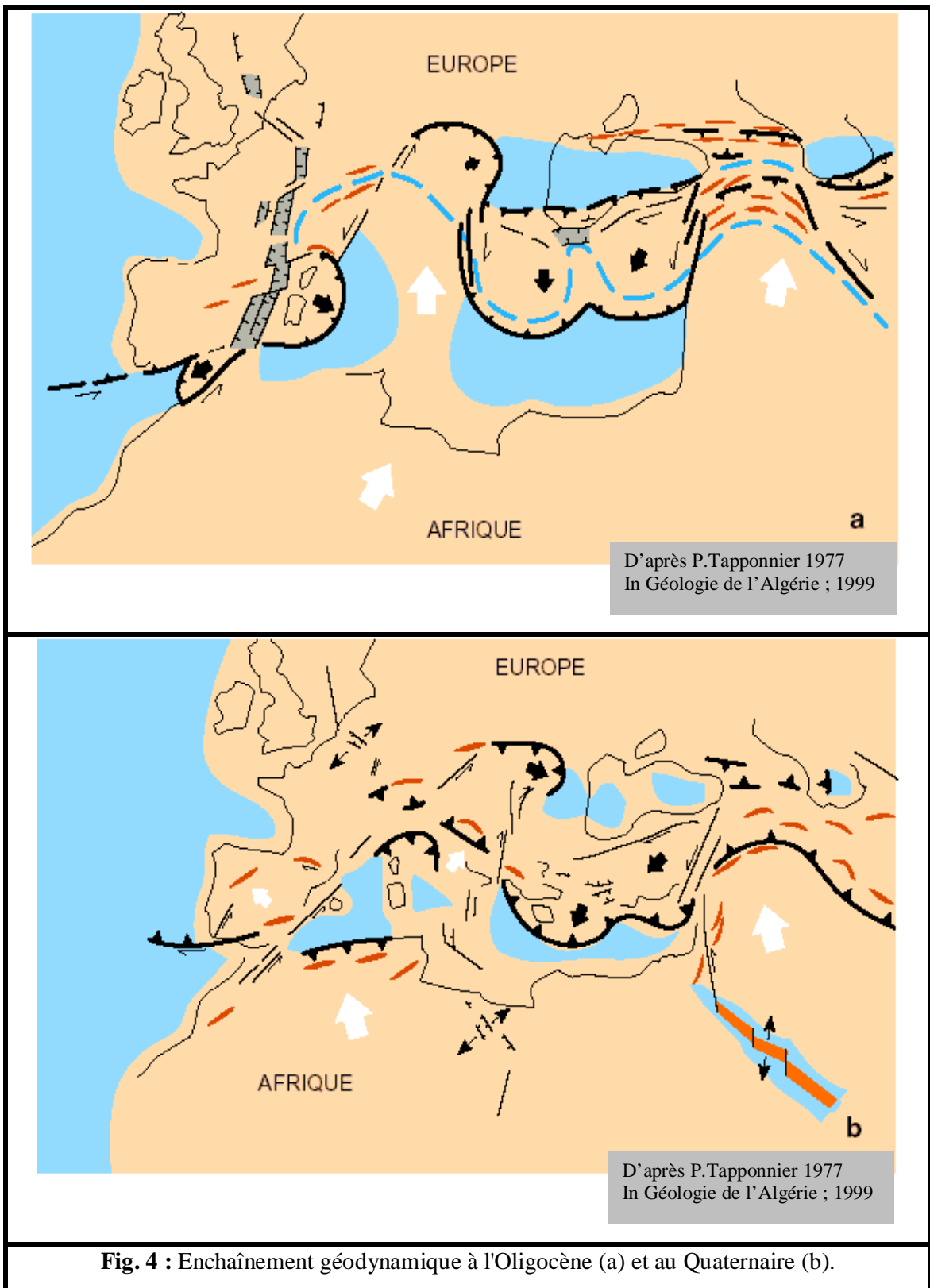


Fig. 4 : Enchaînement géodynamique à l'Oligocène (a) et au Quaternaire (b).

Enfin la sismicité actuelle se concentre le long d'une bande E-O traversant la mer d'Alboran et les zones externes maghrébides, correspondant probablement à la limite de plaques actuelle. Des chevauchements et des plis de rampes quaternaires se localisent le long de cette zone, principalement dans le bassin du Cheliff (Meghraoui et al, 1986, 1996) et en bordure du bassin de la Soummam (Boudiaf et al, 1999 in maradja).

En résumé et selon Frizon de Lamotte et al, (2000), il ressort que les deux phases majeures de construction de l'Atlas se corrélaient bien avec le début et la fin de la formation des bassins Méditerranéens Néogènes, et s'accompagnent d'une importante distension Néogène dite parfois "post-collisionnelle" entre -28 et -11 Ma. Le débat central entre les auteurs porte finalement non seulement sur les mécanismes majeurs à l'origine de la déformation, notamment autour du domaine d'Alboran (Platt et al.,1998 , Maury et al., 2000, et Lonergan et White., 1997, et Frizon de Lamotte et al., 2000 in maradja), mais aussi sur les causes et les modalités de la mise en place des bassins Néogènes et de la séquence de chevauchement des nappes dont les directions de transport varient d'une région à l'autre. Dans le système du Tell, à terre, il est important de noter que ce transport se fait vers le Sud, aussi bien lors de la phase compressive du Serravallien que lors de la phase Pliocène (Meghraoui et al., 1986, 1996; Meghraoui, 1991; Yielding et al., 1989 in maradja).

II-3-Le dispositif structural Constantinois :

Ce dispositif structural est le résultat de la superposition de plusieurs phases tectoniques qui se sont succédées du Crétacé supérieur jusqu'au Pliocène et même jusqu'à l'actuel, avec des manières et d'intensités diverses :

La phase tectonique du Jurassique inférieur : cette phase s'est conjuguée par la distinction de la plateforme constantinoise dès la fin du lias en haut fond a

sédimentation carbonatée (P.Deleau ; 1938, C.Voûte ; 1967, J.R.Van de Fliert ; 1955, G.Durozoy ; 1960 in H.Lebied ; 2002).

La phase tectonique du Jurassique supérieur : souligne la fin d'une période distensive et subsidente (J.Proust & al ; 1977, in H.Lebied ; 2002).

La phase tectonique de l'Aptien : caractérisé par une tectonique de cisaillement sénestre avec répercussion dans la partie médiane de la plaque africaine, cette tectonique est le résultat du rapprochement entre les plaques Africaine et Européenne (M.Cornacchia & al ; 1983 in H.Lebied ; 2002). Selon **R.Marmi** (, in H.Lebied ; 2002), cette phase a conduit à l'apparition de plusieurs lacunes dans les séries sédimentaires au niveau de l'Aptien et parfois l'Albien.

La phase tectonique de l'Albien : caractérisé par une variation d'épaisseur observée dans les formations albienne, résultat d'une instabilité antérieure à synchrone aux dépôts de l'Albien (R.Aris ; 1994).

La phase tectonique du Crétacé supérieur: durant cette phase le domaine constantinois a connu une instabilité quasi-permanente dans la plus importante correspondait au Cénomaniens inférieur. Cette instabilité se trouve marqué par le changement radical de sédimentation qui, de néritique devient pélagique d'où les marnes succèdent au calcaire de plateforme (P.E.Coiffait ; 1992); cette phase cénomaniens a été suivie par un évènement au Santonien ou a la limite Santonien-Campanien (H.Lebied ; 2002) et un autre au Maastrichtien qui correspondait à l'enfoncement des derniers massifs du mole néritique du constantinois.

La phase Atlasique: l'absence de formations d'âge Eocène supérieur et Oligocène dans la région d'étude est interprétée (J.M.VILA; & Leikine 1976) par l'effet de la phase atlasique qui est très vraisemblablement responsable de l'émersion du domaine néritique septentrional et du développement d'une surface

d'érosion sur laquelle viendront reposer ces nappes au Miocène moyen. Elle a aussi aboutit a des plis (affectant la région des sellaoua et celle des lacs).

La phase Alpine: elle est responsable des grands chevauchements, notamment les mouvements tangentiels qui ont engendré le recouvrement du domaine néritique par les différentes nappes de charriage, y compris la nappe numidienne au burdigalien moyen a supérieur.

La phase **Astracienne:** elle a aboutit a la structuration en horst des massifs calcaires des bordures du bassin constantinois et a l'écaillage de la nappe numidienne (J.M.Vila ; 1980)

La phase du Miocène supérieur: cette phase a commencée au Tortonien, qui a provoqué des écaillages dans la région des Sellaoua et des chevauchements modérés de certains massifs néritiques. Par la suite, une érosion généralisé de la région du bassin de Constantine avec une sédimentation plus au nord en méditerranée, ou plus au sud dans des cuvettes ou le Messinien continental a pu être daté, cette phase tectonique est compressive dans toute l'Algérie nord orientale (raccourcissement N-S), (J.P.Bouillin ; 1977 & 1979, J.M.Vila ; 1980).

Une vigoureuse néotectonique est responsable de la surrection des massifs néritiques, Celle-ci s'effectue par des failles inverses limitant des blocs surélevés (J.M.Vila 1977). Ainsi, ces blocs rigides vont percer les nappes dominante marneuse que l'érosion va dégager, ce qui a pour conséquence le comblement des bassins mio-pliocènes que les phases tectoniques tardives et actuel , vont déformer .

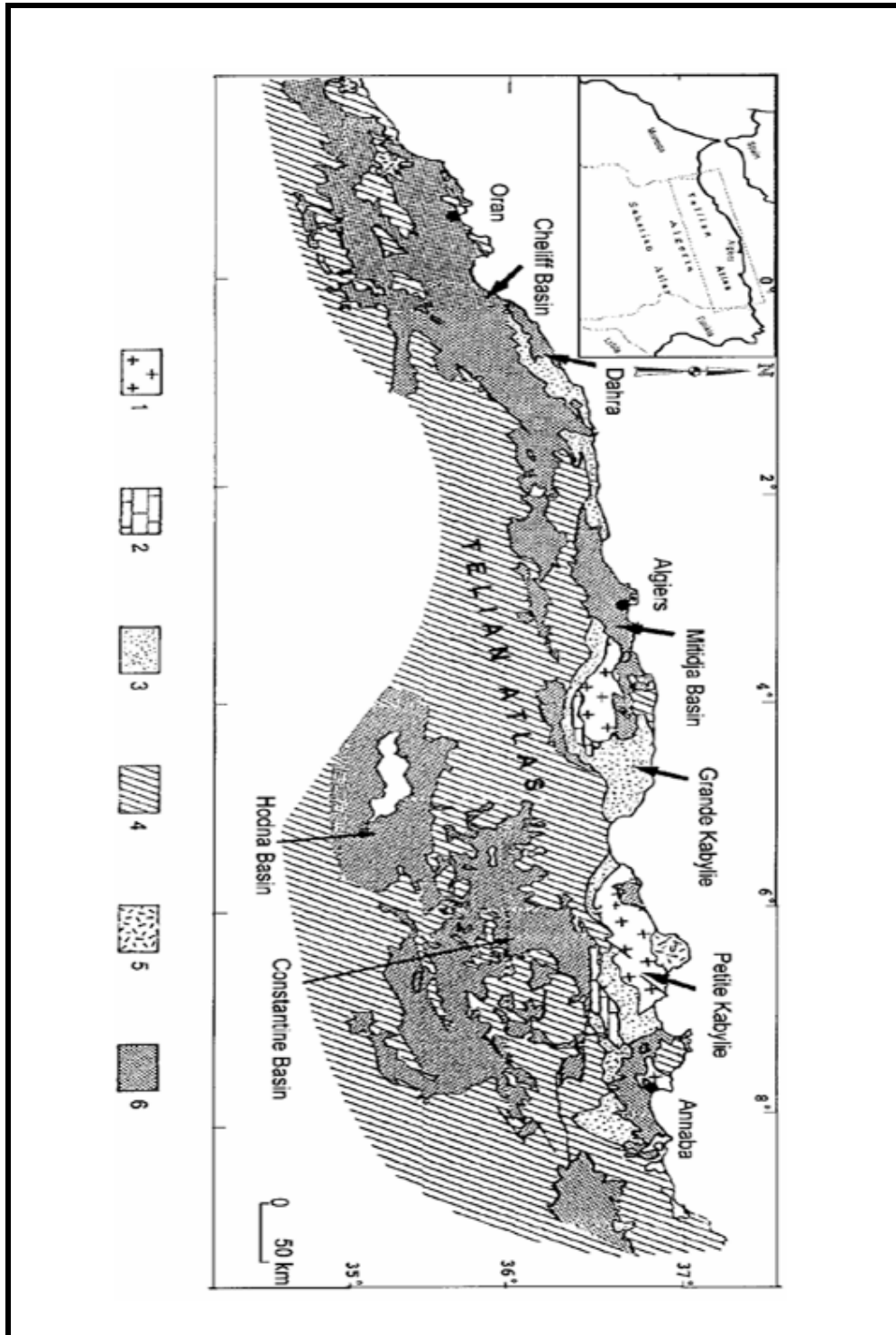


Fig. 5: Cadre géologique générale de l'atlas tellien (d'après Meghraoui,1988) 1: paléozoïque; 2: jurassique; 3: flyschs crétacé-oligocène; 4: tellien; 5: volcanisme néogène; 6: bassins néogène et quaternaire.

III-1-Les grands traits géologiques et structuraux de la région de Guelma :

III-1-1- lithostratigraphie :

Les terrains affleurant dans la région de Guelma sont représentés par des formations allant du Néocomien au Plio-Quaternaire. L'étude stratigraphique de ces formations a été pour l'essentiel réalisée par : (De La Chavane, 1910. JF Raoult ; 1973. JM Vila ; 1980. JC Lahonder ; 1987).

III-1-1-1-Formations du Néocomien:

Les formations du Néocomien affleurent au niveau de douar Bou Zitoun, près du village d'Héliopolis. Elles sont représentées par des calcaires sombres, parfois micritiques, et parfois dolomitiques. Ces calcaires forment des bancs très épais et montrent un alignement Est - Ouest sur plus de 2,5 km. Ces calcaires sont surmontés en concordance par la série marneuse complète du crétacé moyen et supérieur (De La Chavane, 1910).

Vers les extrémités Est et Ouest de cette bande de calcaires du Néocomien inférieur et moyen, la série du crétacé moyen et supérieur, formée de marnes et de marno-calcaires apparaît étirée et comprimée de telle sorte que les calcaires à inocérames du Sénonien viennent reposer presque directement sur les calcaires néocomiens (De La Chavane, 1910).

Ces phases d'étirements et de décollements de strates semblent être à l'origine de la mise à jour des minéralisations (calamine, galène, antimoine aciculaire, barytine) qui apparaissent principalement aux deux extrémités de ce massif calcaire, notamment à Hammam Berda.

Deux autres petits affleurements de calcaires analogues aux précédents, s'observent à l'ouest d'Héliopolis.

Fig.6 : coupe géologique passant par Djebel Bezion et Djebel Mahouna
(D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)

GCI : Formations gréseuses du crétacé inférieur ;

Ce : Formations du Cénomannien ;

Se : Formations du Sénonien ;

Gn : Formation des grès Numidien ;

cr-MI : Formations conglomératiques rouge du Miocène inférieur ;

MS : Formations du Miocène supérieur ;

P : Formations du Pliocène.

III-1-1-2-Formations du Barrémien :

Elles sont parmi les formations les mieux représentées dans la région de Guelma. Elles sont formées essentiellement de marnes et de marno-calcaires. Ces formations Barrémiennes affleurent à environs 4 Km au Sud-Ouest de la ville de Guelma sur la rive droite de la Seybouse, ainsi que dans le ravin de Chabet El Biade, à proximité de Dra el Keroucha et a Djebel Bou Sba (Vila & al ; 1968). Elles sont recouvertes à l'ouest par des grés ; alors qu'au Nord et à l'Est, elles sont recouvertes par les argiles gypseuses et les molasses du miocène ainsi que par les travertins pliocènes de Guelma.

Par endroit, une faune abondante de céphalopodes pyriteux est signalée dans la partie sommitale de la série Barrémienne, formée par une alternance de marnes et de marno-calcaires.

III-1-1-3-Formations de l'Aptien :

Elles affleurent à Koudiat Enchir, Djebel Djabana et à Bou Zitoun. Ces formations comportent des calcaires gris bleu parfois oolithiques en bancs atteignent parfois 6 mètres, sur lesquels viennent des calcaires gris bleu micritiques en bancs de plus en plus épais et contenant une riche faune représentée par des foraminifères (De La Chavane, 1910).

III-1-1-4-Formations de l'Albien :

Les formations de l'Albien (fig.8) affleurent sur le versant Sud-Est du djebel Bou Sba. Elles sont représentées par des marnes schisteuses noires ou grises. Ces marnes renferment de petits lits de calcaire micritique noirâtre et/ou verdâtre vers le sommet. La microfaune peu abondante dans ces formations est surtout représentée par de rares hedbergelles (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-5-Formations du Vraconnien :

Les formations du Vraconnien sont représentées par une dizaine de mètres de marnes vertes dans lesquelles sont intercalés des bancs décimétriques de calcaire micritique de couleur également verte. Parfois, les formations du Vraconnien débutent par de gros bancs de calcaires micritiques bleutés à radiolaires, les formations du Vraconnien affleure à l'extrémité Est de Djebel Debagh (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-6-Formations du Cénomaniens :

Le Cénomaniens débute par une alternance de petits bancs décimétriques de calcaire micritique verts et de marnes de même couleur. L'importance des niveaux de marnes vertes croit vers le haut de la série. Ce premier ensemble peut dépasser 50 mètres d'épaisseur. Les parties supérieures de cet étage deviennent plus marneuses et les bancs de calcaires micritiques sont espacés de plus de 1 mètre, les teintes restent vertes. L'épaisseur de cet ensemble supérieur varie entre 10 et 20 mètres (JC.Lahonder ; 1987), le Cénomaniens affleure à l'Ouest de Djebel Bou Sba (JM.Vila ;1980), (fig.6).

III-1-1-7- Formations du Turonien :

Le turonien est représenté par des formations calcaires très réduites, renfermant des débris d'oursins, d'inocerames et de melobesiées, ces calcaires Turoniens affleurent au Kef Hahouner (JF.Raoult ; 1973), (fig.7).

III-1-1-8- Formations du Coniacien :

Les formations de cet étage sont difficiles à séparer des formations Turoniennes, le Coniacien est représenté par des alternances de biomicrites et des marnes qui prennent de l'importance au sommet (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-9- Formations du Santonien :

Le Santonien affleure à Djebel Bou Sba, il est représenté par des marnes feuilletées bleues à la base, surmonté par des marnes argileuses de teinte verdâtre (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-10- Formations du Sénonien (Campanien et Maastrichtien) :

Le campanien : les formations de cet étage affleurent au Sud Ouest de Guelma au niveau de Koudiat Djebissa, il débute par des marnes bleutées avec des niveaux de biomicrite, plus fréquents vers le sommet de la série, l'épaisseur est de l'ordre de 100 mètres.

Le Maastrichtien : affleure autour de Djebel Bou Sba, représenté par des marnes pyriteuses grises à bleues qui surmontées par des calcaires biomicritiques clairs (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-11- Formations du Paléocène :

Représenté par des marnes noires à globigerina et globorotalia, cette formation affleure au dessus des formations Maastrichtiennes du massif de Bou Zitoune, l'épaisseur est de 20 à 25 mètres (JC.Lahonder ; 1987).

III-1-1-12-Formations de l'Eocène inférieur et moyen :

Au nord de la vallée de la Seybouse, au dessus des couches du Paléocène inférieur à échinides affleure une assise importante de calcaires et de marno-calcaire de

Fig.7 : log démonstratif de la lithologie des formation du Néocomien au Santonien dans la région de Guelma.

couleur gris bleue à noire, admettant en intercalation des lits à rognons de silex noir, (signalé à cet endroit par J.C.Daresté De La Chavane pour la première fois) (J.C.Lahonder ; 1987).

III-1-1-13-Formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène :

Elles sont représentées par des formations de type flyschs, avec leur faciès gréseux et argilo-gréseux habituel. Ces formations recouvrent de vastes étendues dans la région de Guelma. Elles sont formées d'une manière générale, par un ensemble d'assises de grés plus ou moins grossiers et quartzeux et par des argiles souvent feuilletées et schisteuses, intercalées parfois, de bancs de quartzites et/ou de marno-calcaires en plaquettes (J.C.Lahonder ; 1987).

Le flysch Numidien :

Les formations du flysch Numidien (fig.6,8 et 10) sont les plus répandues dans la région de Guelma. Elles forment l'essentiel du massif d'El Houara et la partie nord du massif des Beni Marmi.

Le sommet de la série Numidienne est représenté par des grés à grains de quartz hétérométriques de couleur variable (blanchâtre, jaunâtre, grisâtre, brunâtre). Ces grés sont organisés en bancs épais, intercalés de lits argilo-gréseux.

Ces grés surmontent une assise d'argiles jaunes schisteuses, admettant en intercalation des niveaux de calcaires argilo-gréseux. La base de la série numidienne se termine par des argiles schisteuses, fissiles, de couleur souvent brun rosé, contenant des lentilles et des rognons de quartzites noirs (J.C.Lahonder ; 1987).

III-1-1-14-Formations du Miocène :

Les formations du Miocène sont largement représentées dans la région de Guelma. Le Miocène inférieur est représenté par des dépôts franchement marins ; alors que le Miocène moyen et supérieur, ils sont successivement représentés par des dépôts laguno-marins, laguno-saumâtres et enfin fluvio-terrestres.

Le Miocène inférieur est représenté par des grès verdâtres glauconieux, surmontant des marnes bleues et gris verdâtre.

Le Miocène moyen et supérieur sont représentés par des marnes, des argiles et du gypse. Ces formations occupent les grandes dépressions actuelles, alignées Est-Ouest et qui semblent correspondre aux anciens bassins de dépôt de flyschs.

Les affleurements les plus importants des marnes gypseuses du Miocène moyen et supérieur s'observent sur les flancs des collines des localités dites Mechtat El Acheche et Belkheir se trouvant à environ 3 kilomètres au Sud-Est de Héliopolis qui domine la rive gauche de la Seybouse.

Dans ces régions, les marnes gypseuses du Miocène moyen et supérieur montrent leur plus grande puissance.

III-1-1-15-Formations du Pliocène :

Dans le bassin de Guelma, le Pliocène (fig.9) est représenté par deux terrasses alluviales en étage :

- une terrasse représentée par des formations alluvionnaires à stratification horizontale, comportant principalement des galets roulés assez volumineux, noyés par endroits dans des limons rougeâtres.

Fig.8 : coupe géologique passant par Djebel Bou Sba et Belkheir
(D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)

Alb : Formations de l'Albien ;
Con : Formations du Coniacien ;
Se : Formations du Sénonien ;
Gn : Formation des grès Numidien ;
MI : Formations du Miocène inférieur ;
MS : Formations du Miocène supérieur ;
P : Formations du Pliocène.

Fig.9 : log démonstratif de la lithologie des formation du Sénonien au Quaternaire dans la région de Guelma.

Ces alluvions anciennes se relient au pied du massif gréseux d'El Houara à un important cône de déjection torrentiel et forment ainsi, le plateau du Djebel Zemzouma ;

- un deuxième niveau, représenté par deux faciès principaux, tous les deux continentaux : alluvions et calcaires travertineux, comblent les ravins de la précédente terrasse dans le fond de la vallée de la Seybouse.

Les alluvions du Pliocène atteignent parfois des épaisseurs énormes. Elles sont constituées soit par des galets roulés assez volumineux appartenant en majorité aux formations du flysch gréseux, très répandu dans cette région et facilement attaqué par l'érosion. Ces galets sont le plus souvent, noyés dans des limons rouges ou jaunes.

Dans les environs de Guelma, les formations de calcaires travertineux semblent se rattacher latéralement à une vaste nappe de dépôts de calcaire lacustre. Ces calcaires travertineux localisée surtout dans la partie occidentale du bassin de Guelma (fig.10), ne montre pas un faciès partout homogène. En effet au centre du bassin, ces calcaires travertineux se présentent en alternance avec des lits marneux, des lits de marno-calcaires et des lits de poudingues. Dans la partie Est et Nord du bassin, ces calcaires travertineux deviennent plus tendres et plus marneux. Ces travertins se relèvent régulièrement sur les bords du bassin et surtout sur la bordure sud, épousant ainsi les formes de la topographie de ruissellement. On peut les suivre sans discontinuité depuis Guelma jusqu'au pied du massif de Mahouna.

III-1-1-16-Formations du Pléistocène :

Comme les formations du Pliocène, les formations du Pléistocène sont représentées dans cette région par des sédiments fluvio-continentaux. Elles

montrent également, deux types de faciès : un faciès alluvionnaire et un faciès travertineux.

- Faciès alluvionnaire :

Les alluvions récentes montrent, comme les alluvions anciens, un développement important dans la vallée de la Seybouse. Ces alluvions récentes se composent de cailloux roulés de taille variables, appartenant en grande partie au flysch gréseux. Ces éléments, souvent assez volumineux, sont soit noyés dans un limons argileux, soit dans une matrice grèsocalcaire.

- Faciès travertineux :

Les sources thermales qui existaient dans cette région au cours du pléistocène, ont donné lieu à des dépôts de travertins de ruissellement. Ces dépôts travertineux se présentent en de nombreux points soit sous forme de nappes épousant la surface du sol, soit sous forme de carapaces ou sous forme de dômes tuffacés. Ces formes s'observent au nord de la vallée de Seybouse près de Héliopolis et en d'autres points, notamment à hammam Debbagh et hammam N'Bail's.

Fig.10 : coupe géologique passant par Kef El Assoud, Héliopolis et Guelma
(D'après De La Chavane, 1910 ; modifiée)

- Alb** : Formations de l'Albien ;
- Con** : Formations du Coniacien ;
- Se** : Formations du Sénonien ;
- Gn** : Formation des grès Numidien ;
- MM** : Formations du Miocène Moyen
- MS** : Formations du Miocène supérieur ;
- P** : Formations du Pliocène ;
- Q** : Formations du Quaternaire.

Fig.11 : Esquisse structurale de la région de Guelma
(d'après INC Alger ; 1988, carte géologique de Guelma feuille N°54)

III-1-2 -Tectonique de la région de Guelma:

La région de Guelma, située entre le littoral et les abords des Hauts plateaux se caractérise par un dispositif structural assez complexe. C'est précisément dans cette zone que se sont manifestés successivement à toutes les époques avec le plus d'intensité les mouvements orogéniques qui ont affecté cette partie de l'Algérie.

La région qui correspond à la chaîne de l'Atlas tellien et au Tell dont fait partie la chaîne numidique, se trouve extrêmement tourmentée et on y trouve représentés des exemples d'accidents tectoniques de tous genres.

Selon De La Chavane (1910), les effets tectoniques dans la région de Guelma se sont manifestés surtout par des phénomènes de compression et de refoulement intense des plis qui sont en général déversés vers le Sud et le Sud-Est. Ces plis souvent empilés les uns sur les autres, se chevauchent et se recouvrent à la façon d'écailles imbriquées. Ce phénomène de structure écaillée est fréquent dans la chaîne atlasique. Dans ces plis déversés, les flancs inverses sont le plus souvent supprimés par compression et/ou par étirement.

Les formes synclinales s'observent par endroit, dans les zones plus ou moins épargnées par les effets tectoniques. Quant aux voûtes anticlinales, elles sont assez rares et quand elles existent, elles se trouvent plutôt à l'état de brachy-anticlinaux ou de dômes, structurés en horst et graben.

A) Les plis :

Les mouvements tectoniques tertiaires et en particulier, les mouvements post-Eocène moyen, contemporains des mouvements pyrénéens, paraissent avoir été les plus importants dans cette région. Ils se sont manifestés par des alignements (plis ordinaires, plis déversés, plis imbriqués, dômes en chapelet,

affleurements anormaux de Trias en lame et en ellipse à orientation Est-Ouest, légèrement courbés dans la direction Sud Ouest-Nord Est.

Certains axes de plissements de direction Nord-Sud, sans doute déjà esquissés et d'âge Hercynien ou Mésozoïque, se mettent à rejouer de nouveau et donnent lieu à des plis posthumes, orientés dans la direction Nord-Sud, mais toutefois moins accentués que ceux de direction Sud Ouest-Nord Est.

Dans la région de Guelma, les plis d'orientation Est-Ouest sont représentés au niveau de la chaîne du Taya-Debagh et qui se prolongent vers l'Est par le massif du Bou Zitoun et du djebel El Haouara.

Quant aux alignements Nord-Sud, la boutonnière barrémienne de Guelma et celle du djebel Bou Sba montre un exemple fort démonstratif. Un autre alignement s'observe plus à l'Est, et sa direction paraît être indiquée par les affleurements triasiques du djebel Tifech, de Ras El Alia, de Hammam N'Bail's et du massif du Nador.

Selon De La Chavane (1910), dans ces systèmes d'alignements, l'orientation de chaque tronçon de pli Est-Ouest tend, en allant vers l'Est, à se courber vers le Nord-Est, en se rapprochant des plis N-S, qui jouent le rôle d'axes de rebroussement. Cet infléchissement successif des tronçons de plis de direction Est-Ouest vers le Nord, détermine la direction générale des lignes orographiques qui sont sensiblement Sud Ouest-Nord Est.

B) Contacts anormaux :

Différents contacts anormaux marquent la région de Guelma. Ces contacts anormaux peuvent être résumés comme suit :

- **Les contacts par failles :** ce type de contacts par failles s'observent généralement, autour des dômes et des brachy-anticlinaux constitués par les

calcaires récifaux éocènes et crétacés de la chaîne du Taya-Debagh. A titre d'exemple, dans les massifs du Taya et djebel El Grar, suite à l'effondrement de la partie centrale du dôme de calcaires récifaux, les retombées périphériques de ce dôme s'observe reposant en discordance sur les assises marneuses du Barrémien.

- **Les chevauchements** : ce type de contact est induit d'une part, par le déversement des plis (cas du chevauchement par pli déversé dans le massif de Djebel Bou Sba) et d'autre part, par la montée diapirique des formations du Trias, qui traversent des terrains de différente nature et de différents âges (depuis le Lias jusqu'au miocène).

Les grands accidents tectoniques affectant la région de Guelma ont grandement favorisé la remontée diapirique des masses marno-gypsifères du Trias. Dans la région de Guelma, les intrusions triasiques chevauchant les autres formations, s'observent dans la vallée de l'oued El Hammam, dans la région du Hammam Baïl's, au Fedj Er Reba, au Djebel Tifech et vers le Dekma.

C) Discordances :

Les discordances de la région de Guelma sont essentiellement représentées par la discordance des flyschs sur les formations crétacées et miocènes et la discordance des formations pliocènes sur les formations du Miocène supérieur.

III-2- Histoire paléogéographique de la région de Guelma :

D'après De La Chavane (1910) et d'après les données géologiques régionales et locales, la région correspondant au bassin de la Seybouse, devait se trouver au début du secondaire complètement immergée. En effet, les importants dépôts triasiques, très développés dans toute cette région et qui en forment pour ainsi dire le substratum, sont représentés par un faciès laguno-marin. Ces dépôts montrent qu'à cette époque une mer peu profonde recouvrait cette région.

La mer s'approfondit au cours de l'Infralias et prend un caractère bathyal assez prononcé pendant le Lias moyen, avec apparition d'une faune renfermant déjà quelques Céphalopodes. Cette époque paraît correspondre à un maximum de transgression marine.

Si l'on excepte le Lias, le Jurassique semble faire complètement défaut dans la région de Guelma. L'absence de sédiments de cet âge dans toute la région de Guelma peut être interprétée de différentes manières ; soit, leur absence est liée à des phénomènes d'érosion intenses, soit à leur situation en profondeur. La mise à jour des formations triasiques sous-jacentes aux formations jurassique étant favorisée par des phénomènes de compression mécanique et qui ont engendré la mise en contact directe des formations triasiques avec les terrains crétacés, les assises jurassiques étant restées en profondeur et seuls quelques lambeaux de calcaires liasiques ayant été amenés à jour, noyés dans les marnes triasiques.

Au Crétacé inférieur (au Valanginien, Hauterivien et au Barrémien inférieur), le faciès des calcaires récifaux, indique la présence d'une mer peu profonde.

Pendant le Barrémien, la mer s'approfondit à nouveau et un vaste géosynclinal occupant à peu près la zone du Tell, favorise le dépôt de

sédiments vaseux à faunes bathyales durant tout le Crétacé et une partie de l'Eocène.

Les dépôts et la faune de l'Aptien, Vraconnien, Cénomaniens, Turonien et Sénonien témoignent d'une transgression marine qui atteint son maximum au Sénonien.

Au Paléocène inférieur, une régression générale de la mer commence à se produire. Le géosynclinal du Tell paraît diminuer de profondeur.

Les faunes de l'Eocène indiquent d'une façon générale que la mer occupait approximativement les mêmes régions qu'occupait la mer au crétacé. Il devait y exister des seuils bas et des hauts fonds, étant donné les très brusques changements latéraux de faciès qui s'observe dans ces terrains.

Les marnes et les calcaires éocènes montrent par endroits un caractère littoral. Ce caractère littoral se trouve traduit par la présence d'assises conglomératiques et de nombreux bancs de phosphates intercalés dans les masses de calcaires à silex, ainsi que par la faune à polypiers et foraminifères.

Après cette longue période de repos, des mouvements tectoniques les plus intenses affectent cette région. Ces mouvements ont provoqué des poussées tangentielles du nord vers le Sud, des écaillages et des plissements. Cette phase tectonique est responsable des plissements et des alignements orographiques de direction Sud Ouest-Nord Est, qui marque la région de Guelma.

Le Miocène débute par une transgression marine. En effet, le Miocène inférieur transgressif contient à sa base des assises détritiques grossières, représentées par des conglomérats à galets de calcaires nummulitiques et de calcaires à inocérames.

Au Miocène moyen les dépôts deviennent alternativement marins et

lacustres (molasse sableuse, grès et marnes à Hélix) et ensuite au Miocène supérieur, d'abord des sédiments laguno-saumâtres transgressifs (marnes gypseuses et sulfo-gypseuses à faune et poissons d'eau saumâtre et d'estuaire). Enfin, lorsque le phénomène de dessalure devient complet, se déposent des marnes blanches lacustres à faune d'eau douce.

La fin du Miocène a été encore marquée par une dernière phase de mouvements tectoniques, toutefois un peu moins intenses que les précédents. Une des conséquences de ces mouvements dans la région de Guelma est marquée par le redressement des dépôts du miocène supérieur.

Au début du Pliocène, le relief actuel était sensiblement formé. Le comblement des grandes vallées commence à se produire et se poursuivra jusqu'au début du Pliocène supérieur. A partir du Pliocène supérieur, commence le creusement progressif des vallées et qui se poursuivra jusqu'à nos jours.

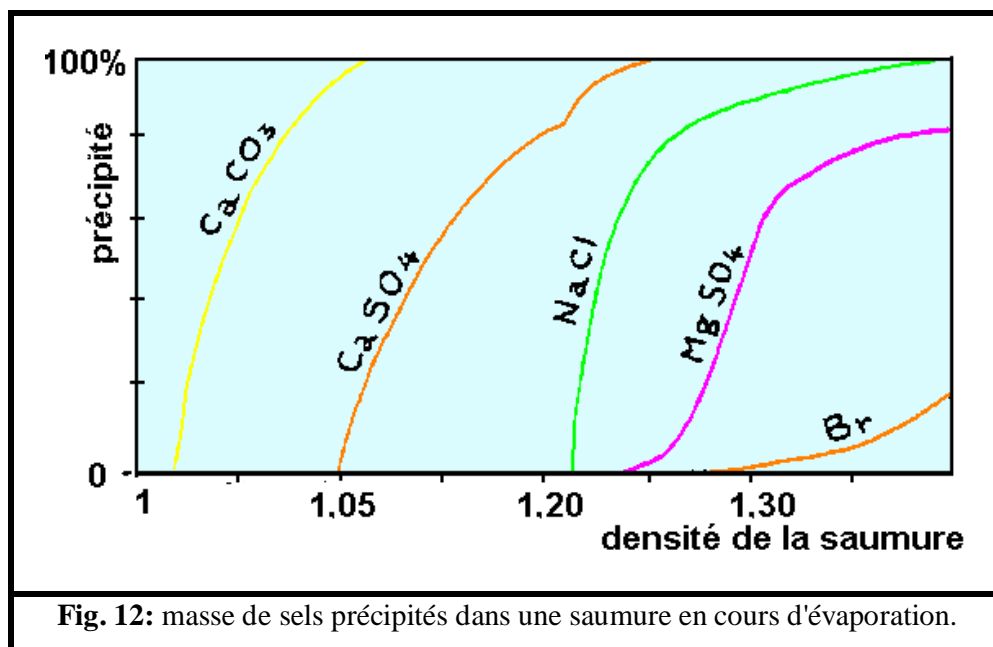
Dans la région de Guelma, pendant le Pliocène se sont formées en de nombreux points des nappes de calcaires travertineux et des carapaces tufacées (De La Chavane, 1910).

IV-1 - rappels des principales caractéristiques des roches évaporitiques (d'après Jacques Beauchamp ; 2001, modifiée):

Les évaporites sont des roches d'origine chimiques, résultant de la précipitation de sels par concentration à partir de saumures dans des contextes géodynamiques continentaux ou marins.

Les principaux minéraux constituant les roches évaporitiques sont les suivants:

- **Gypse:** $\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$.
- **Anhydrite:** CaSO_4 .
- **Halite :** Na Cl .
- **Sylvine ou Sylvite :** KCl .
- **la carnalite :** $\text{KMgCl}_3, 6\text{H}_2\text{O}$.

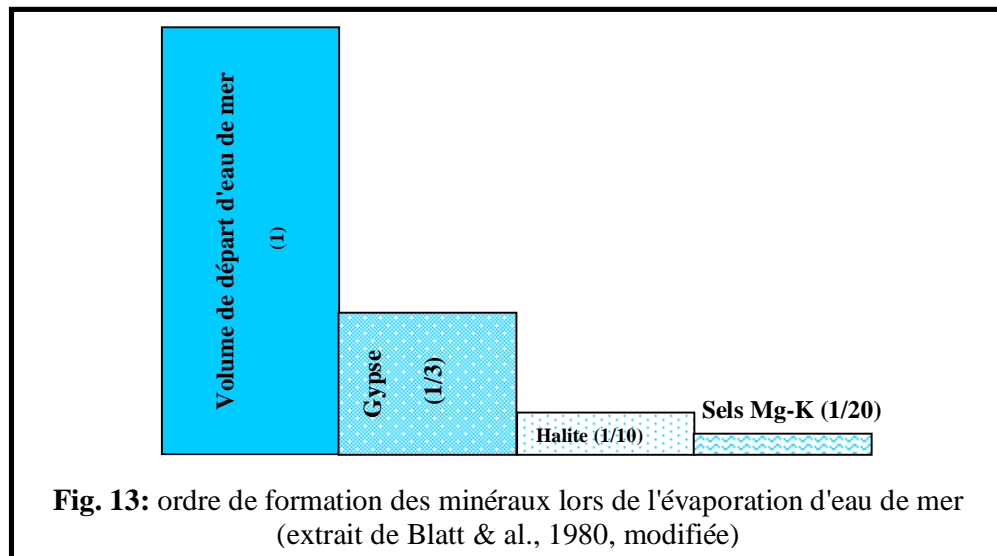


Processus de formation des roches évaporitiques :

La formation des roches évaporitiques se fait à partir de solutions

sursaturées (fig. 12). Les sels dissous se déposent en ordre inverse à leur solubilité. Lors de l'évaporation d'une colonne d'eau de mer (fig. 13), on obtient :

- Dépôt de gypse à 1/3 d'eau restante.
- Dépôt de NaCl à 1/10ème d'eau restante.
- Dépôt de sels de magnésium et de potassium à 1/20ème d'eau restant.



Les conditions favorables au dépôt d'évaporites se rencontrent dans les zones aride et semi-arides. En arctique et en antarctique, la transformation d'eau en glace concentrerait les saumures jusqu'à précipiter du gypse.

Deux types de dépôts évaporitiques peuvent être observés :

1 - Les évaporites marines :

On connaît deux types de formation d'évaporites marines :

- Evaporites de précipitation subaquatique (dans des lagunes et dans des bassins intracratoniques et rifts continentaux) ;
- Evaporites de précipitation subaérienne (à lieu à l'intérieur des

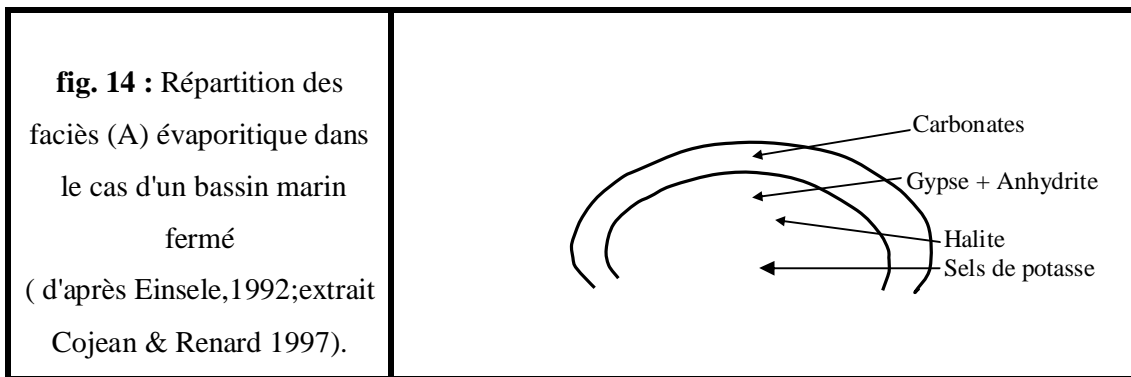
sédiments comme dans les sebkhas ou dans les marais salants).

a) Evaporites de précipitation subaquatique :

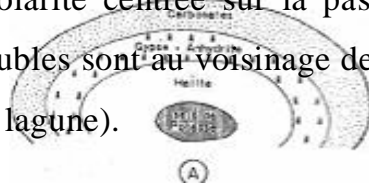
- Les bassins peu profonds :

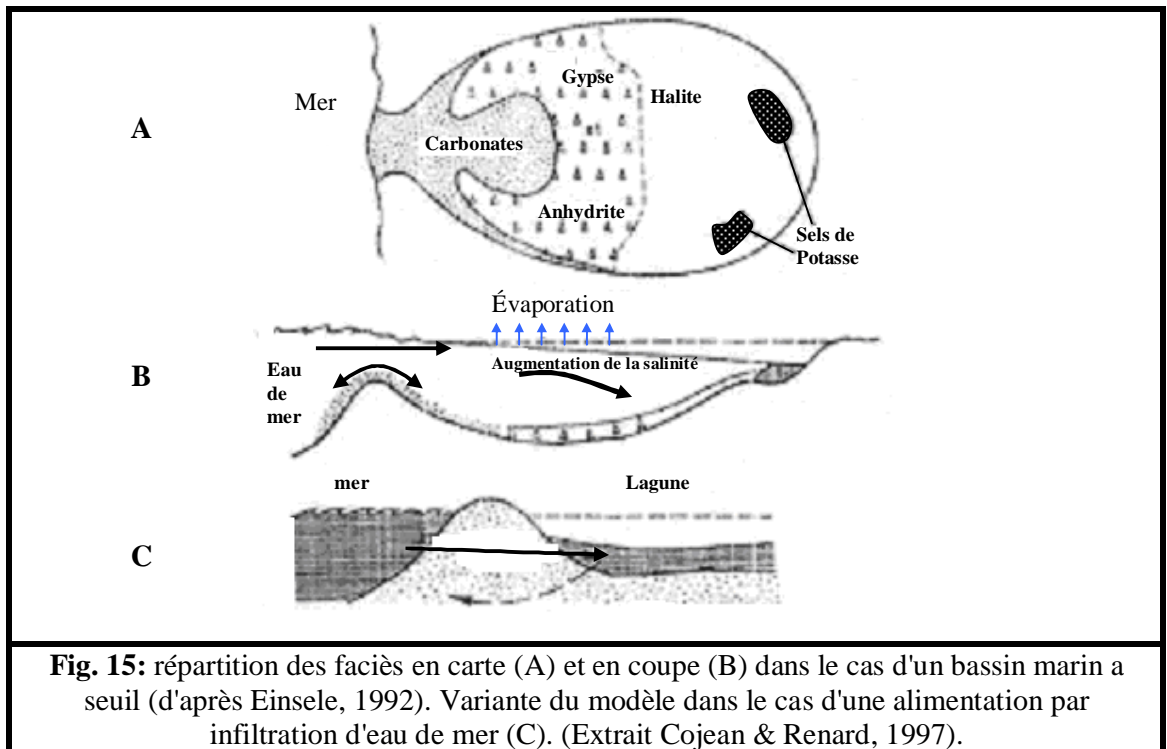
On distingue deux cas de bassins peu profonds :

- Les bassins fermés (en œil) : les sels les moins solubles (carbonates) précipitent à la périphérie et les plus solubles au centre (Fig. 14).



- Les bassins en goutte d'eau : Ces bassins gardent une connexion avec la mer. Le faciès est organisé suivant une polarité centrée sur la passe qui relie le bassin à la mer. Les sels les moins solubles sont au voisinage de la passe et les plus solubles à l'opposé (au fond de la lagune).





- Les bassins profonds :

Il est difficile d'expliquer la genèse des grandes séries évaporitiques anciennes à partir des modèles actuels. Les milieux évaporitiques de nos jours sont d'extension réduite et la puissance des sels accumulés ne dépasse guère la dizaine de mètres. A ce propos, des auteurs ont supposé que des sels pouvaient précipiter au fond de corps d'eau soumis à forte évaporation mais en communication restreinte avec la mer libre et donc constamment réalimentés. Une forte épaisseur d'évaporites pourrait précipiter sans pour cela faire intervenir la subsidence (Fig. 15 et 16).

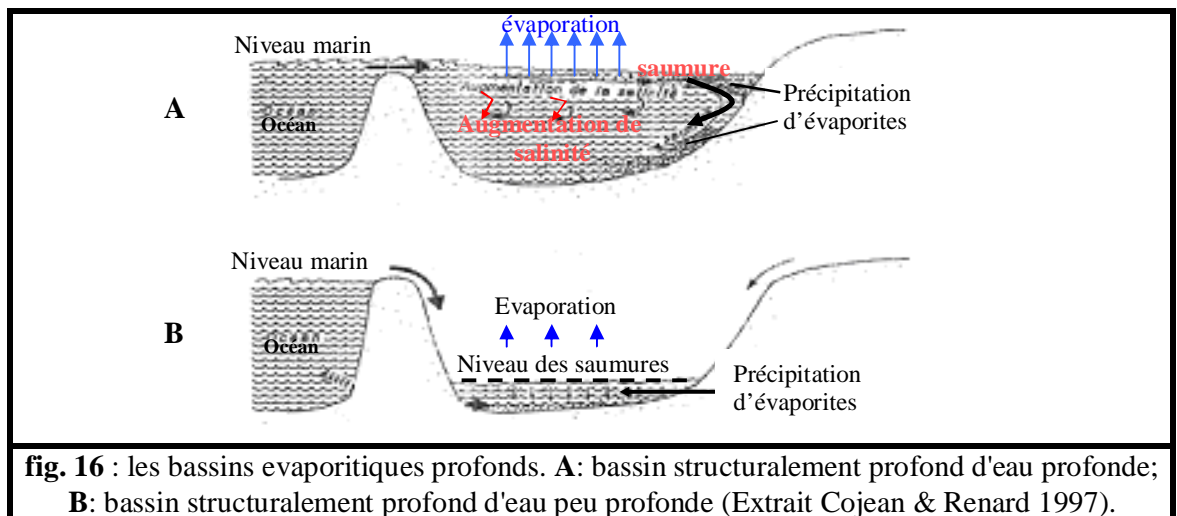
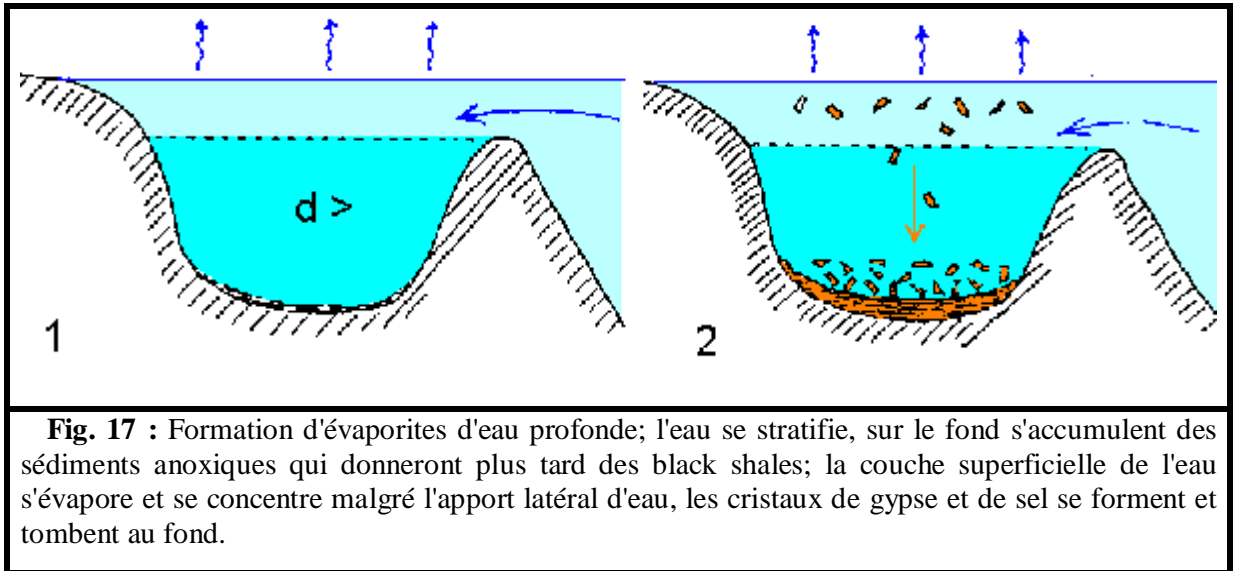


fig. 16 : les bassins évaporitiques profonds. **A**: bassin structurellement profond d'eau profonde; **B**: bassin structurellement profond d'eau peu profonde (Extrait Cojean & Renard 1997).

On ne connaît pas de modèle actuel. Néanmoins, on observe dans les marais salants que les cristaux de sels se forment près de la surface de l'eau puis tombent au fond. D'autre part, la stratification des eaux peut entraîner une sursalure dans les couches d'eaux profondes, comme c'est le cas dans la Mer Morte. Par ailleurs, la teneur en brome de certaines évaporites triasiques est celle rencontrée en profondeur et non en surface. A cet effet, la mer Morte en offre un bel exemple. Elle correspond à un lac alimenté par une rivière "le Jourdain", mais soumis à une forte évaporation. La densité de l'eau atteint 1,33, ce qui correspond à une salinité de 325 g/l, à 350 mètres de profondeur. Les eaux sont stratifiées en fonction de la salinité croissante et les eaux profondes sursalées sont anoxiques.

On distingue deux cas de bassins profonds :

- Les bassins structurellement profonds d'eau profonde : ces bassins fonctionnent par évaporation (Fig. 17). Les eaux de surface deviennent plus denses et plus salées. Elles sont donc plus lourdes et descendent vers le bas, engendrant ainsi la précipitation de la halite et du gypse sur le fond (cas de la mer rouge au miocène).



- Les bassins structurellement profonds d'eau peu profonde : Ces bassins sont totalement isolés par un seuil (fermeture d'un détroit), comme la méditerranée au miocène. Il y a un assèchement qui conduit à la précipitation d'évaporites d'eau peu profondes.

La recharge du bassin est possible par un débordement au-dessus du seuil ou par des infiltrations au-dessous.

b) La précipitation subaérienne :

La précipitation subaérienne est le processus principal de formation d'évaporites marines au niveau de plaines, dans l'environnement de sebkhas : les évaporites sont mélangées à des dépôts terrigènes (apportés par le vent).

2 - Les évaporites continentales :

Les évaporites continentales sont observées dans les chotts et les playas. Ces sièges de sédimentation terrigène et d'évaporation permettent la formation d'évaporites : de gypse et d'une croûte de sel (halite). Dans les régions arides,

quand l'évaporation est plus importante que la pluviométrie, il y a formation de roses de sables. Les précipitations carbonatées donnent de la calcite.

Le cycle : gypse-anhydrite :

L'anhydrite a rarement été une formation primaire dans les roches évaporitiques. Généralement, sa formation est secondaire et vient de la déshydratation du gypse. La transformation se fait par un enfouissement (compaction) qui provoque la perte d'eau. Cette transformation est réalisée avec 38% de perte de volume du gypse, si bien qu'il se crée un vide qui conduit par tassement, à la brèchification des roches sus jacentes.

IV -2-Méthodes d'étude des dépôts évaporitiques (d'après Jacques Beauchamp ; 2001):

Pour l'identification du milieu de dépôts, le type de dépôts et la paléosalinité, on utilise les méthodes suivantes :

- Rapports brome/chlorures dans les évaporites :

La quantité de brome dans l'eau de mer augmente en fonction de la profondeur si la masse d'eau est immobile. Les évaporites produites par précipitation des sels de l'eau, contiendront une quantité de brome qui dépendra de la profondeur de formation. Cette méthode a apporté des arguments à l'hypothèse qui suggère que les évaporites anciennes ne résultent pas toutes de l'évaporation superficielle d'un volume d'eau, mais peuvent être également précipitées au fond de bassins marins sursalés.

- La teneur en Bore :

La teneur en bore des argiles constitue un bon indicateur de

paléosalinité. En effet, la teneur en bore de l'eau est fonction de sa salinité. Le bore se fixe dans les feuillets argileux, surtout ceux des illites qui enregistrent donc la salinité de leur milieu de dépôt. Les illites contenant moins de 50 ppm de bore caractérisent un milieu de dépôt d'eau douce ; alors que des teneurs voisines de 300 ppm indiquent un milieu salé de type marin. Les teneurs supérieures sont celles de sédiments de milieux sursalés.

- Salinité :

La salinité d'un milieu marin est évaluée en g/l de sels dissous (surtout NaCl) ou en % d'ion chlorure (chlorinité). La salinité de l'eau de mer est d'environ 35 g/l, sa chlorinité de 19,4 pour mille. La salinité des milieux aquatiques varie de 0 g/l à plus de 100 g/l. On parle d'eau douce, d'eau saumâtre, d'eau de mer, d'eau sursalée (hypersaline). Les sels précipitent à saturation. Certains caractères faciologiques permettent de connaître la salinité d'un milieu ancien (paléosalinité). La faune est un bon critère ; des espèces vivent en eau douce, d'autres en eau de mer; certaines supportent des variations de salinité (espèces euryhalines), d'autres non.

Les populations animales des milieux sursalés sont pauvres en espèces mais nombreuses en individus souvent de petite taille.

La présence d'évaporites (gypse, halite...) indiquent une sursalure. La précipitation des sels de potassium est la preuve d'une évaporation complète de la masse d'eau.

Les évaporites se trouvent en bancs continus ou dispersées en cristaux dans le sédiment (cristaux de sel). Les cristaux de sels peuvent être par la suite dissous et laisser des cavités cubiques qui seront remplies par un sédiment fin. Ce moulage est une pseudomorphose du cristal de sel.

IV- 3 – Aperçu sur les époques salifères en Algérie :

Afin de mieux cerner la mise en place des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma, nous commencerons par un aperçu sur les époques salifères en Algérie.

Les travaux de recherche portant sur le sel potassique et l'exploration pétrolière (Merabet O & Popov A ; 1968), ont pu mettre en évidence plusieurs époques salifères en Algérie. Chaque époque salifère se caractérise par des types de bassins qui reflètent l'évolution des domaines géotectoniques de l'Afrique du Nord et de la plate forme saharienne (fig. 18). Selon ces travaux, la formation des bassins salifères a eu lieu durant des périodes de calme tectonique qui se caractérisent néanmoins par des mouvements différentiels de réajustement, influençant l'évolution des bassins.

En Algérie, trois époques salifères importantes et d'intensité décroissante ont pu être mises en évidence (Merabet, O. & Popov, A., 1968) :

- une époque salifère triasique ;
- une époque salifère sénonienne ;
- une époque salifère quaternaire.

1 – Epoque salifère du Trias :

La première époque salifère du Trias supérieur est liée à la transgression marine triasique, qui a recouvert progressivement l'Afrique du Nord et la partie septentrionale de la plate forme saharienne. Malgré la pénéplanisation des reliefs, cette transgression à caractère lagunaire et laguno-marin présente d'importantes variations des dépôts dues à l'existence de zones hautes partiellement émergées et des fosses à forte subsidence et sièges d'éruptions volcaniques basiques syn-sédimentaires.

Au Trias inférieur, les mouvements différentiels de réajustement avec rejeux de fractures profondes et anciennes, affectent la plate forme saharienne et sont accompagnés d'éruptions volcaniques basiques. De hauts fonds, tel celui de Messaoud, sont caractérisés par des mouvements positifs très actifs durant la sédimentation des dépôts détritiques.

Les zones hautes du domaine atlasique (môle néritique et la Kabylie) restent émergés. Les dépôts détritiques (conglomérats et grés) se forment en bordure de ces zones sans manifestations diapiriques.

Au Muschelkalk, la sédimentation se caractérise essentiellement par des dépôts d'argiles et de calcaires marquant ainsi la vaste transgression marine du Trias moyen.

Au Keuper, le régime lagunaire s'installe sur l'ensemble de l'Algérie. Trois domaines se différencient du Sud vers le Nord :

- a) - Le domaine continental du Sahara central et occidental avec des dépôts de grés et argiles passant progressivement au Nord aux dépôts lagunaires.
- b) - Le bassin salifère du Sahara septentrional, développé au Nord d'une ligne passant par El Goléa – Rhourde Nouss et séparé peut être du domaine atlasique par une zone de hauts fonds. Dans ce bassin très subsident où plus de 1000 mètres de sel gemme se sont déposés, les hauts fonds n'ont plus d'influence sensible sur la sédimentation. L'absence de coulées volcaniques indique une tranquillité tectonique. Il est à noter le rôle important de cette couverture salifère pour le piégeage des hydrocarbures.
- c) – Le domaine atlasique nettement différencié de celui de la plate forme. Les mouvements tectoniques sont très actifs pendant le Trias surtout le

rejeu de failles (probablement hercyniennes) et qui a été accompagné par des éruptions volcaniques.

L'accident Sud-atlasique aurait été activé à cette époque. Dans ce domaine, trois zones de sédimentation peuvent être distinguées :

- le bassin salifère se développant sur l'ensemble de l'atlas saharien jusqu'aux monts des Aurès à l'Est où se déposent les évaporites avec épanchement de laves basiques à structure doléritique.
- le môle oranais, en partie émergé, bordant au Nord le bassin salifère atlasique. Il s'y dépose une formation volcano-détritique.
- Enfin au Nord, une vaste zone laguno-marine se caractérisant par de puissants dépôts à faciès germanique (argiles bariolées, cargneules, dolomies, anhydrite, gypse, peu de sel, roches volcaniques).

2 – Epoque salifère sénonienne :

Après une longue période essentiellement continentale au Sahara et plus ou moins marine en Algérie du Nord, les conditions lagunaires apparaissent de nouveau au Néocomien sur une partie du Sahara septentrional et à l'emplacement de l'Atlas Saharien, mais l'instabilité des lagunes ne permet pas un cycle continu de sédimentation évaporitique (dépôt de gypse uniquement).

Au Sénonien supérieur, les lagunes occupent une superficie très étendue de la plate forme saharienne et de l'Atlas saharien. Plus de 300 mètres de séries argilo-gypseuses se déposent avec des bancs de gypse de quelques mètres de puissance. La présence de niveaux carbonatés et de dépôts de sel gemme avec anhydrite indique un régime laguno-marin.

A partir du Sénonien, les lagunes n'existent que sur la plate forme

saharienne où deux bassins salifères s'installent :

- a) le bassin salifère de Béchar avec une puissante formation de sel gemme et peu de gypse et d'anhydrite (450 à 500m) caractérisé par sa subsidence.
- b) Le bassin de l'Oued Mya avec une formation salifère à la base (100 m) et une formation d'anhydrite intercalée de marnes, de calcaires et de dolomie au sommet.

En Algérie du Nord, du gypse se dépose localement notamment sur les hauts plateaux oranais.

Au Nummilitique, les conditions laguno-marines persistent par endroit. Les dépôts salifères sont rares et peu importants, par contre le gypse se dépose en couches puissantes dans la région du Hodna (400 m).

Après la phase tectonique de la fin de l'Oligocène, marquant l'émersion d'importantes régions de l'Algérie du Nord et du Sahara et l'effondrement de petits bassins intramontagneux peu profonds, les conditions lagunaires s'installent à nouveau dans ces deniers avec dépôt d'évaporites à prédominance de gypse et d'anhydrite, rares sont les couches de sel gemme et séries argileuses salifères (bassin de Chélif et de Constantine).

3 – Epoque salifère quaternaire

Au Plio-Quaternaire, dans les bassins morphologiques fermés des Chotts, situés dans les dépressions importantes, s'accumulent des dépôts continentaux post-orogéniques avec d'importantes concentrations de sel gemme provenant du lessivage des niveaux salifères du Miocène et du Trias.

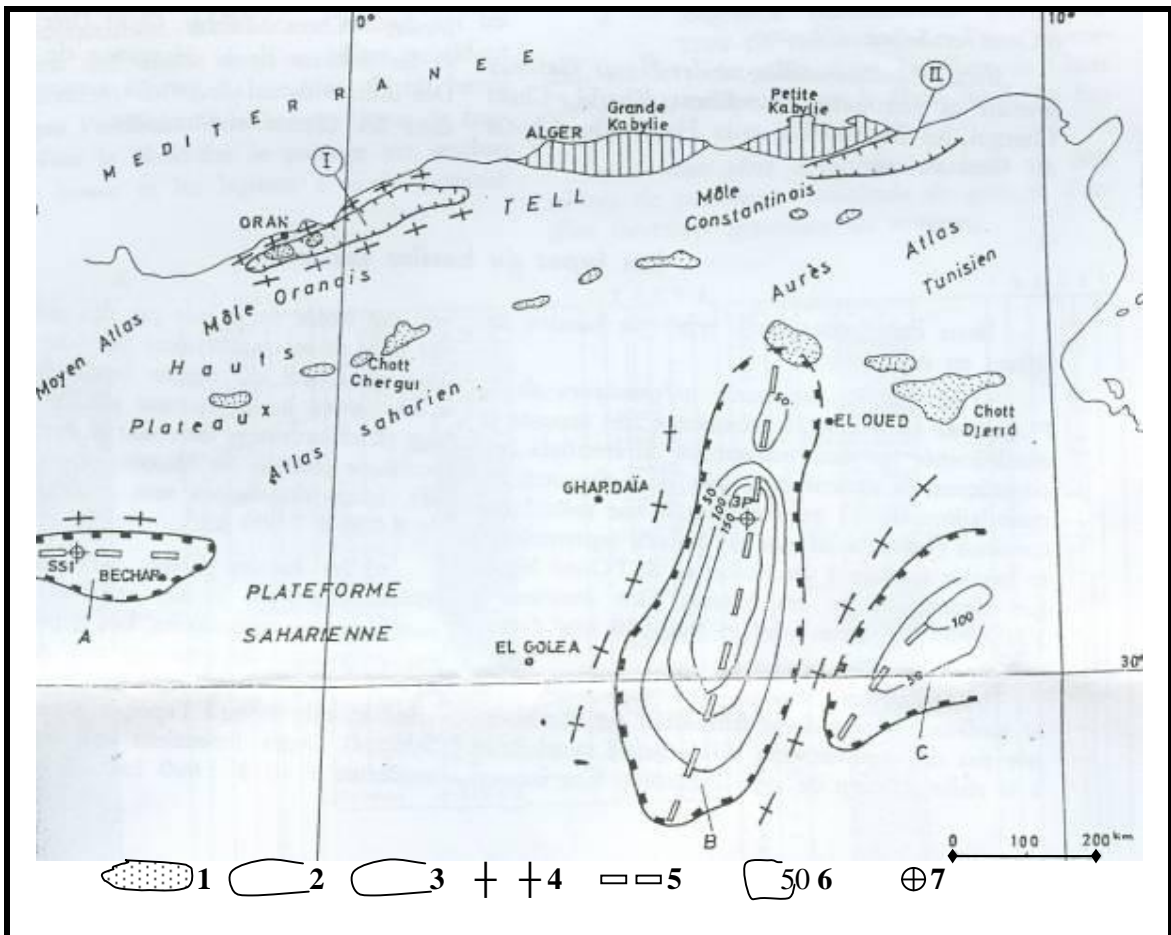


Fig. 18: Esquisse des bassins salifères post jurassiques.

1. Chotts salifères (quaternaire); 2. Bassins d'évaporites du miocène supérieur : I- Bassin de Chélif, II- Bassin de Constantine; 3. Bassins salifères sénoniens Sahara septentrional : A. Bassin de Bechar; B. Bassin d'oued Mya; C. Bassin du grand erg oriental (évaporites); 4. Axes des zones hautes; 5. Axes subsidents; 6. Isoques et sa valeur en mètres; 7. Sondages.(d'après : Merabet O & Popov A ; 1968)

IV-4- Principales caractéristiques des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

Le bassin de Guelma, faisant l'objet de notre étude, montre une forme lenticulaire s'allongeant sur une direction Est-Ouest (une longueur maximum de 20 km, et une largeur maximum de 12 km). Il est limité au nord par les reliefs de Djebel Guerbissa, Koudiat Debdebe, Djebel Bou Zitoun, Ras El Chatah, les contreforts du massif d'El Houara, à l'Est par les massifs de Beni Marmi, au sud par le massif de la Mahouna et ses contreforts Rakaat El Ras, le Kef Sultane et à l'Ouest par le massif du Djebel Arara.

Le bassin de Guelma est en grande partie, comblé par les dépôts évaporitiques du Miocène terminal, recouverts partiellement ou totalement par les dépôts travertineux du Pliocène et les dépôts du Quaternaires.

L'ORGM (1984), a appliqué plusieurs méthodes géophysiques dans le but de mieux cerner le dispositif structural de ce bassin. Les résultats des travaux géophysiques ont révélé que le bassin de Guelma est divisé en deux bloc : un bloc affaissé et un bloc soulevé. Ces deux blocs sont séparés par des accidents tectoniques du premier ordre et présentant deux directions générales : une direction presque Est - Ouest et une direction Nord Ouest – Sud Est.

Le compartiment affaissé se trouve au sud de l'indice de soufre de Héliopolis. Ce bloc affaissé se trouve limité au nord par une série de failles qui coïncident avec l'Oued Seybouse.

D'après Aeroservice Corporation, la profondeur du socle magnétique du bloc affaissé est de l'ordre de 5000 mètres et celle du bloc soulevé de l'ordre de 4000 mètres.

Une autre série de failles locales de direction Est-Ouest, montrant des rejets maximums de 100m a été également mise en évidence par Aeroservice

Corporation.

Les données de surface, complétées par les données des sondages réalisés par l'ORGM (1983 et 1984), permettent de résumer les principales caractéristiques des dépôts du bassin de Guelma comme suit :

En surface, l'essentiel du bassin est recouvert par les dépôts travertineux du Pliocène et les dépôts quaternaires. Les affleurements des dépôts du Miocène supérieur s'observent près de Draa El Keroucha et à 3 Km au Sud Ouest de Guelma, alors que les épaisseurs les plus importantes s'observent à proximité de l'indice de soufre de Héliopolis. Au niveau de ces affleurements, les dépôts du Miocène supérieur sont représentés de bas en haut par quatre assises lithologiques (rapport sur le soufre natif dans la région de Constantine-Guelma, ORGM, 1983/ 1984) :

- une assise terrigène ;
- une assise halogène ;
- une assise gypsifère ;
- et une assise argilo carbonatée.

1- une assise terrigène: le miocène supérieur commence par une série transgressive rouge, composée de conglomérats et grés intercalés d'argiles. Par endroit s'observent des couches d'argiles noires à intercalation de gypse. Ces formations terrigènes reposent sur les formations crétacé et paléogène (Tchekhovitch, 1971). Les conglomérats affleurent au sud ouest de Guelma, plus précisément a Ain Mesrouka. Ils sont de couleur rouge a brune avec des puissance variant de 50 à 300 mètres;

2- une assise halogène : elle est représentée par du sel gemme intercalé d'argiles et de gypse, recoupé par le sondage N°1 (1984) à partir de la profondeur de 241,8 jusqu'à 320,3 mètres ou il a été arrêté. La puissance des

couches du sel gemme dans ce forage varient de quelques centimètres à 2 mètres. Cette formation halogène se développe dans la partie profonde du bassin de Guelma;

3- une assise gypsifère: elle est représentée par du gypse intercalé de calcaire et argiles. Cette formation gypsifère surmonte les conglomérats dans les parties périphériques du bassin, par contre dans le sondage N°2 réalisé en 1984, la formation gypsifère surmonte l'assise du sel gemme. Les épaisseurs les plus importantes du gypse sont rencontrées dans la partie nord du bassin de Guelma;

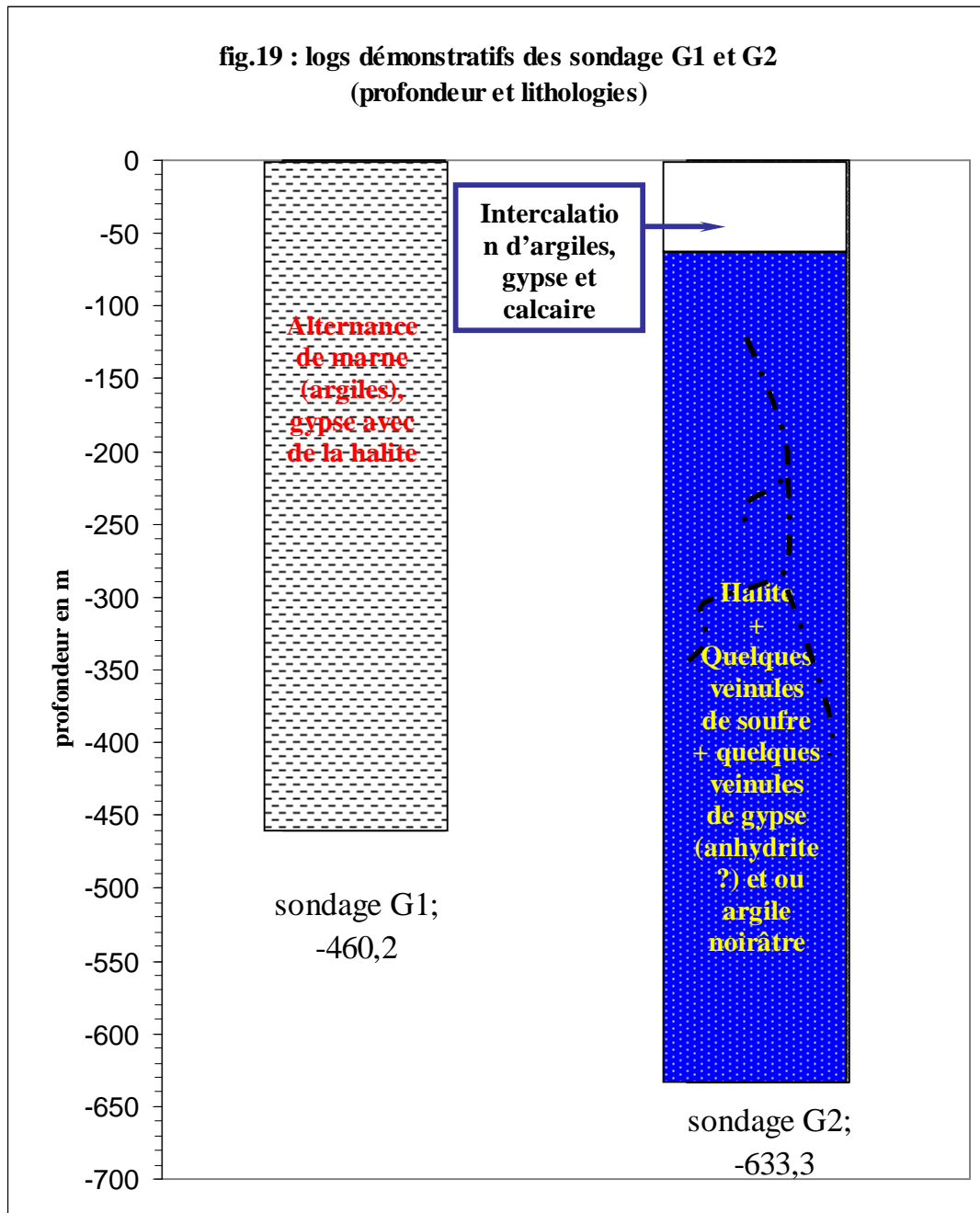
4- une assise argilo carbonatée: elle se rencontre dans la partie supérieure des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Elle est représentée par des intercalations de calcaire avec des argiles noires et des gypses. L'épaisseur des lits calcaires varie de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Elle affleure près de l'ancienne galerie d'exploitation du soufre natif au Sud Ouest de Héliopolis et c'est au profit de cette formation argilo-carbonatée que s'est développé l'indice de soufre.

Ces données ont été complétées par les données de sondages G1 et G2.

Les carottes des deux sondages réalisés par l'ORGM (1993 et 1994), montrent que les dépôts miocènes du bassin de Guelma ne sont pas homogènes. En effet, le sondage "G1", implanté à l'ouest de Héliopolis, a traversé une alternance de lits millimétriques, rarement centimétrique (3 à 4 cm) de marnes brunâtres, d'argiles noirâtres, de gypse le plus souvent impure de teintes brunâtre et noirâtre et de sel gemme parfois blanchâtre et parfois brunâtre à noirâtre. Quant au sondage "G2", effectué au Sud Ouest de Héliopolis à une dizaine de kilomètres du sondage G1, il a traversé une alternance de marnes, d'argiles, de gypse, de halite et des bancs de calcaire atteignant parfois une dizaine de centimètres et ceci jusqu'à la profondeur de

66 mètres. A partir de cette profondeur le sondage a rencontré une couche de halite jusqu'à la profondeur de 633,3 mètres (Fig. 19). Cette couche de halite est représenté par des variétés de halite pure (blanchâtre) et impure (brunâtre et noirâtre). Cette couche de halite montre par endroit un aspect lité marqué par de minces lits millimétriques. Par endroit, des veinules remplies d'argiles et de sels blanchâtre fibreux de recristallisation traversent cette couche de halite.

**fig.19 : logs démonstratifs des sondage G1 et G2
(profondeur et lithologies)**



Il est à signaler que le sondage G2 n'est pas sorti de la couche de sel gemme, malgré qu'il ait atteint la profondeur de 633,3 mètres. Ceci traduit le prolongement de cette couche de halite en profondeur.

La variation de faciès et des épaisseurs des dépôts du bassin de Guelma, révélée par ces deux sondages pourrait s'expliquer par la situation spatiale de ces deux sondages dans ce bassin. Le sondage "G1" serait implanté en bordure du bassin du côté du bloc soulevé, alors que le sondage "G2" serait implanté dans la partie profonde du bassin du côté du bloc affaissé. Cette disposition est un élément d'explication des dépôts de sel gemme dans la partie profonde du bassin et le gypse dans les parties peu profondes.

IV-4-1- Principales roches des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

L'étude des roches évaporitiques du bassin de Guelma a été réalisée en se basant sur les travaux de terrain, les travaux de laboratoire et les analyses par diffractométrie aux rayons X.

Les argiles :

Les argiles sont bien représentées dans le bassin de Guelma. Elles se rencontrent en alternance avec le gypse, les marnes et les calcaires et parfois dans le sel gemme en remplissage de fractures. Les argiles du bassin de Guelma présentent une couleur grise foncée à noirâtre (présence de matière organique).

Les échantillons prélevés en surface près de l'ancienne carrière d'exploitation de soufre montre une alternance le plus souvent avec le gypse (fig.20) et les calcaires. Alors que les échantillons prélevés des carottes du sondage "G1" (fig.21) montre une alternance similaire à la précédente mais à

laquelle s'ajoute du sel gemme. Les épaisseurs des lits de cette alternance sont d'ordre millimétriques. Ces argiles sont très riches en matière organique et en pyrite indiquant un milieu de dépôts confiné, on les appelle des Sépiolites.

La richesse de ces argiles en matière organique et en pyrite indique les conditions d'un milieu réducteur ayant joué un rôle important dans la décomposition (réduction) des sulfates et le dépôt de soufre natif. En effet, du soufre natif en poudre s'observe à l'interface de ces argiles et du gypse.

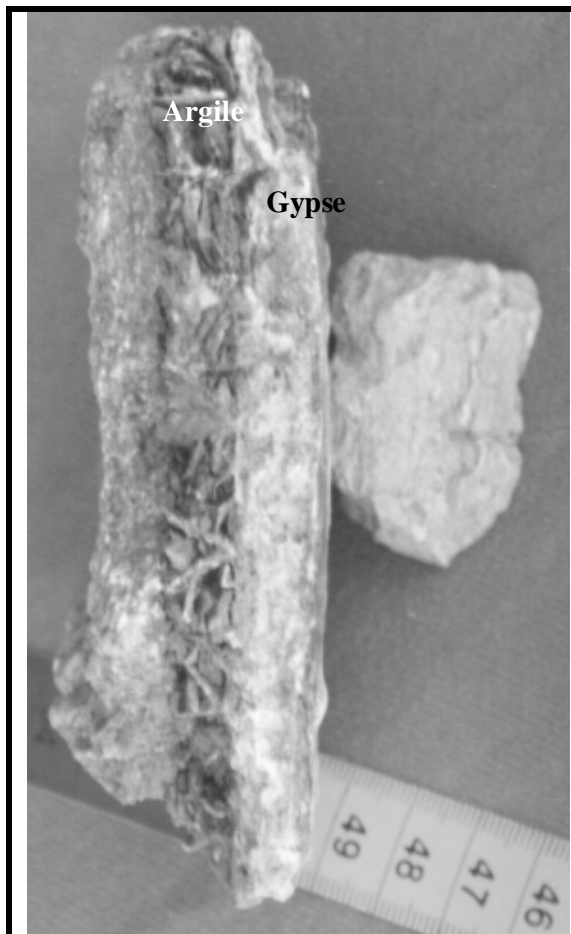


Fig.20: montre une intercalation entre argile et gypse

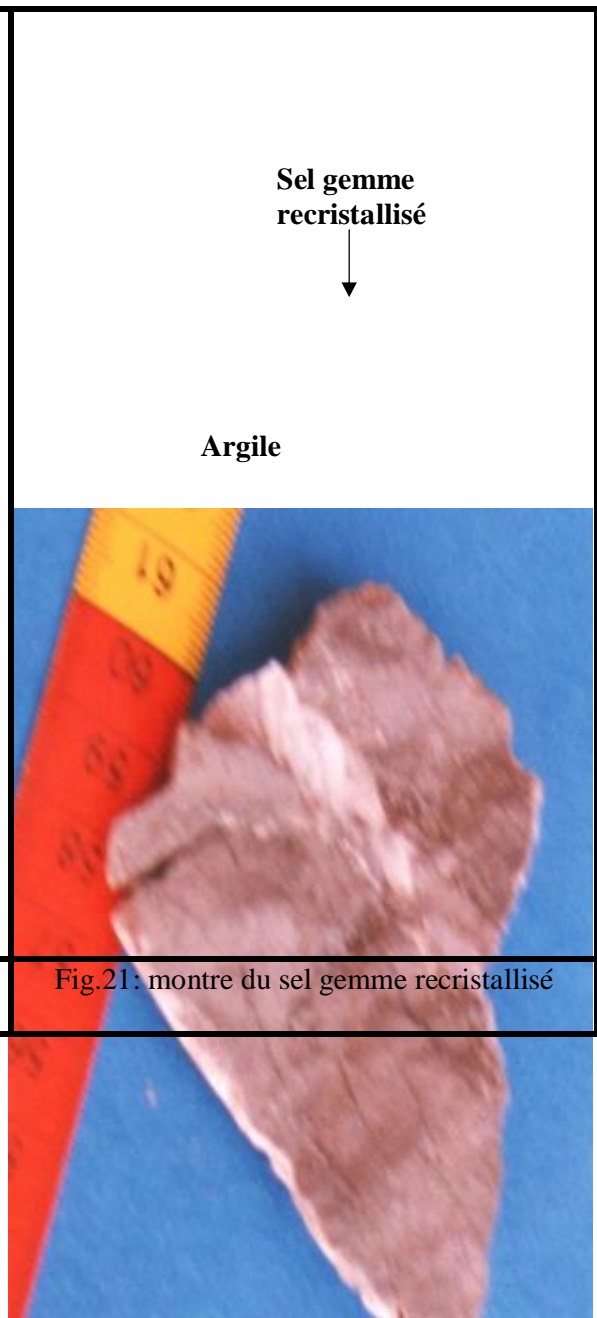


Fig.21: montre du sel gemme recristallisé

Les calcaires :

Les calcaires sont représentés surtout dans l'assise supérieure des dépôts évaporitiques du Miocène supérieur. Ils se présentent en petits bancs d'épaisseur généralement millimétrique (quelques millimètres), rarement décimétriques (quelques dizaines de centimètres). Ils sont de couleur grisâtre à bleuâtre et à grains très fin. Des échantillons de ces calcaires, prélevés de l'ancienne galerie d'exploitation du soufre, montrent des formes rappelant des empruntes de Mud-cracks, soulignées par une couleur brune (fig.22). Ces calcaires renferment également de petits losanges blanchâtres de gypse de taille inférieur au millimètre dispersé dans la masse calcaire.



Par ailleurs, ces calcaires sont traversés par des fissures remplies par du gypse secondaires de recristallisation associé avec quelques cristaux de soufre natif.

Au microscope, ces calcaires montrent un fond cryptocristallin, dans lequel s'observent des formes losangiques, traduisant la pseudomorphose des cristaux de gypse (fig.27), ainsi que des fissures remplies par du gypse secondaire et des oxydes de fer.

Les oxydes de fer s'observent également en mouchetures disséminées dans le fond cryptocristallin (fig.28)

Le gypse :

Dans le bassin de Guelma, deux grandes variétés de gypse ont pu être observées :

- une variété pure, caractérisée par sa couleur blanche ;
- une variété impure de couleur variant d'un blanc sale au gris. Cette variété est la plus répandue.

Près de l'ancienne galerie d'exploitation du Soufre natif, la variété impure s'observe en intercalation avec les argiles riches en matière organique et les calcaires. Dans cette alternance de gypse, d'argile et de calcaires s'observe un développement de soufre natif et des oxydes de fer.

Le développement de soufre résulterait vraisemblablement du processus de décomposition des sulfates par la matière organique très répandue dans les argiles.

L'observation microscopique des échantillons prélevés de la surface et des carottes de sondage (sondage G2) a permis l'identification de trois types de

textures du gypse.

- **une texture aphanitique porphyrique** : cette texture caractérise le gypse prélevé en surface (prés de l'ancienne galerie d'exploitation du soufre et à proximité du croisement des routes N°20 et N°19). Cette texture est caractérisée par un fond cryptocristallin dans lequel baignent de gros cristaux losangiques de gypse.

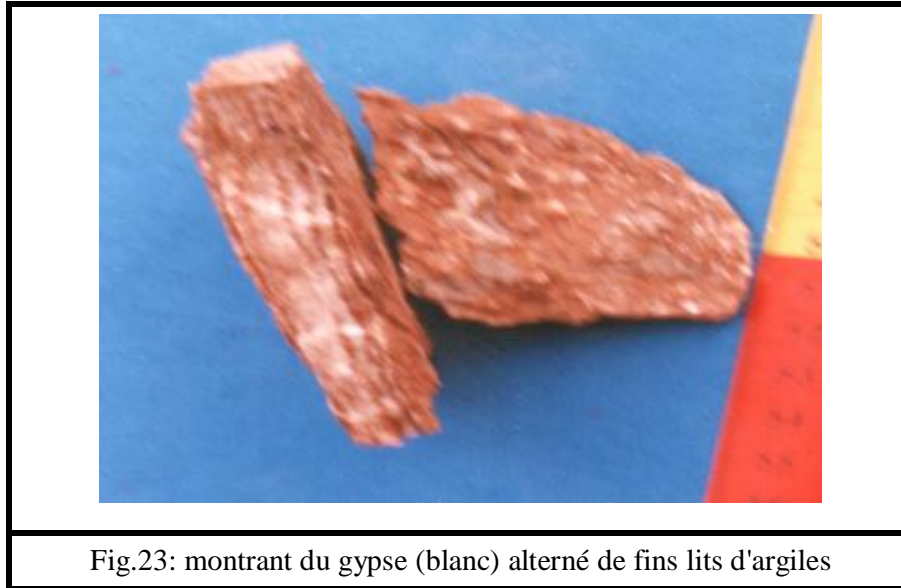
- **une texture fibreuse** : cette texture caractérise le gypse secondaire, formant le remplissage des calcaires et du gypse primaire (fig.29 ;30). Ce type de gypse montre souvent, une association avec les oxydes de fer et la matière organique.

- **une texture disséminée** : cette texture a été observée dans les calcaires prélevés de l'ancienne galerie d'exploitation du soufre. Dans ces calcaires, le gypse se présente en cristaux losangiques dans le fond micritique de calcaire (fig.31). La dissolution des cristaux de gypse, laisse place souvent à des vides losangiques (fig.32).

Les Oxydes de fer :

Les oxydes de fer sont fréquents dans les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Ces derniers se rencontrent avec le gypse, les calcaires, les argiles et avec le sel gemme. Les oxydes de fer se présentent sous différentes formes :

- en remplissage de veinules dans le gypse et dans les calcaires ;
- à l'interface des lits de gypse (fig.23), d'argile et de calcaires
- en imprégnation dans le sel gemme.



Le sel gemme :

Les échantillons de sel gemme étudiés proviennent des carottes de sondages. Au niveau du sondage G1 le sel gemme se présente en alternance avec le gypse, les argiles et les calcaires sous forme de lits d'épaisseur réduite. Par contre, au niveau du sondage G2, le sel gemme se rencontre sur une épaisseur supérieure à 566 mètres.

Le sel gemme du bassin de Guelma montre des couleurs variées : blanchâtre, grisâtre et brunâtre (fig.26). Ces couleurs sont dépendantes du type d'impuretés qui l'accompagne (oxydes de fer, matière organique...).

La masse de sel gemme du bassin de Guelma montre un aspect lité, marqué par une superposition de petits lits millimétriques (fig.24). Par endroit, ces lits sont recoupés obliquement par des argiles et parfois même perpendiculairement. Ces argiles noirâtres sont elles-mêmes parcourues par du sel de recristallisation (sel gemme secondaire) de couleur blanche et de texture fibreuse (fig.25).

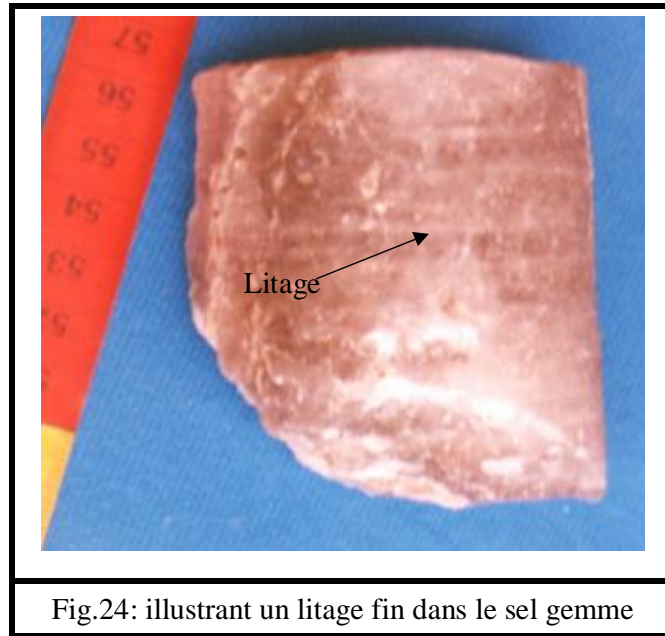
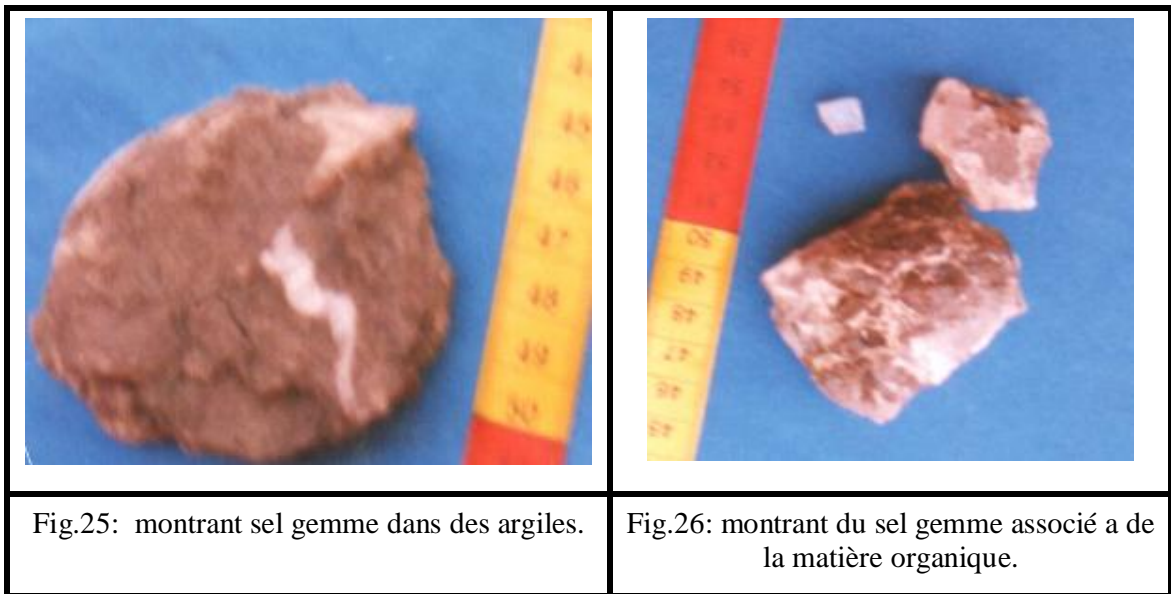


Fig.24: illustrant un litage fin dans le sel gemme



L'anhydrite :

Elle est intimement associée au gypse et ne s'observe que rarement dans les calcaires. L'anhydrite est un produit secondaire, résultant de la déshydratation du gypse. L'observation microscopique laisse apparaître des

fronts de remplacements du gypse par l'anhydrite très nets, comme le montre la fig.33.

L'anhydrite s'observe également en remplissage dans les fissures, mais toujours en remplacement du gypse (voir fig.34). Parfois, l'anhydrite apparaît psuedomorphosant les cristaux losangiques de gypse (fig.35).

L'un des caractères de distinction entre l'anhydrite et le gypse est le clivage. En effet, l'anhydrite présente des clivages orthogonaux, alors que le gypse présente des clivages losangiques.



Planche 1	
 <p>Vide de dissolution</p>	<p>Fig.27 :</p> <p>Vides de dissolution d'anciens cristaux losangiques de gypse.</p> <p>lumière polarisé, obj*2,5</p>
 <p>Oxydes de fer</p>	<p>Fig.28 :</p> <p>Oxydes de fer emballés dans un calcaire cryptocristallin + de petite cavité de dissolution du gypse.</p> <p>lumière naturelle, obj*2,5</p>

Planche 2

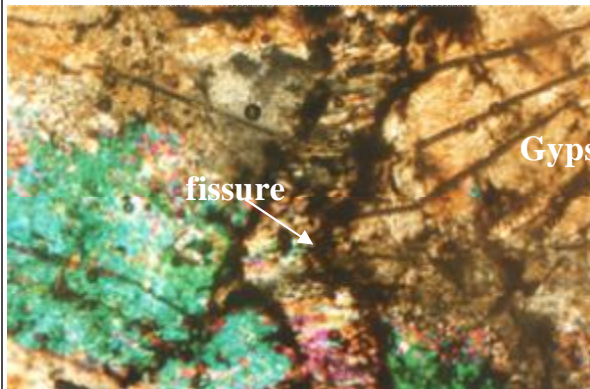


Fig.29 :

Gypse d'aspect fibreux formant le remplissage des fractures (gypse secondaire) + oxyde de fer et matières organique.

lumière polarisé, obj*2,5

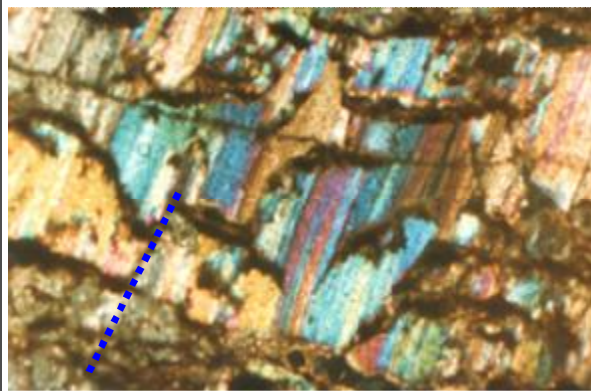


Fig.30 :

Fissure remplie par du gypse avec un alignement généralement perpendiculaire à la paroi de la fissure.

lumière polarisé, obj*10

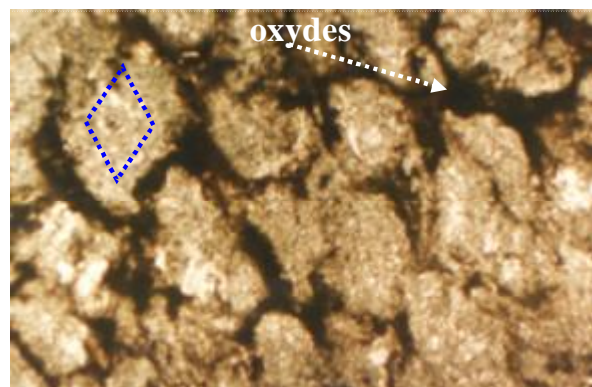


Fig.31 :

Gros cristaux de gypse dans une matrice formée par des oxydes de fer et/ou de la matière organique.

lumière naturelle, obj*2.5



Fig.32 :

Cristaux losangique de gypse disséminés dans un calcaire cryptocristallin.

Photo prise en lumière polarisé, obj*2,5

Planche 3

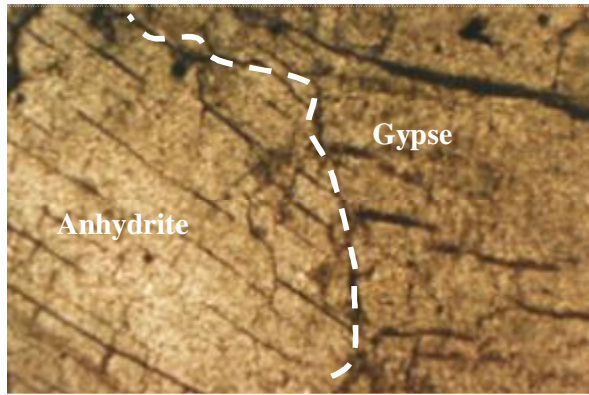


Fig.33 :

Front de remplacement du gypse par l'anhydrite.

lumière naturelle, obj*2,5

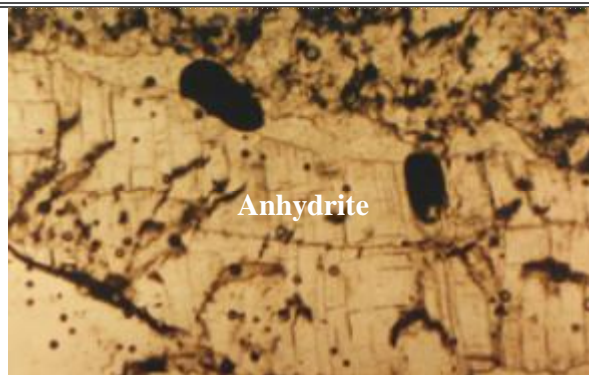


Fig.34 :

Veine de Gypse totalement remplacée en anhydrite +oxydes de fer.

lumière naturelle, obj*2,5

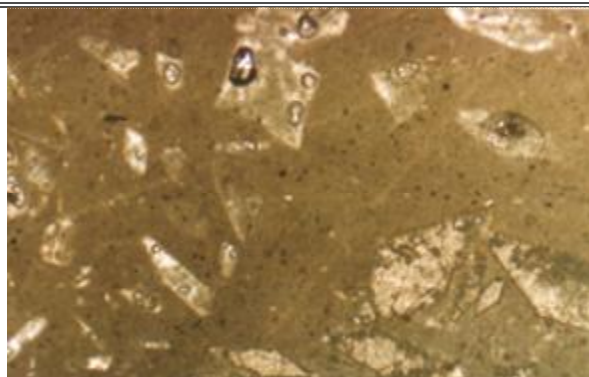


Fig.35 :

pseudomorphose du gypse par de l'anhydrite dans un calcaire.

lumière naturelle, obj*2,5

IV-4-2- Les minéraux identifiés par diffractométrie :

Préparation des échantillons : les échantillons sélectionnées des carottes du sondage G1 (implanté près de l'ancienne galerie d'exploitation du soufre natif de Héliopolis), en plus d'autre échantillons prélevés en surface des affleurements des formations du miocène supérieur suivant une direction Est Ouest, A partir du croisement des routes N°19 et N°20 jusqu'à l'ancienne mine, ces échantillons ont été concassés au niveau de la faculté un concasseur Sait-Montory ; model : T.O (MPI. 31360) , puis broyé par un broyeur à anneaux : Contralab KHD (HumboldtWedag AG type MN 954/2) pendant 2 minutes pour chaque échantillon.

Le produit broyé de chaque échantillon a été analysé séparément au moyen du diffractomètre automatique de l'unité de recherche du laboratoire du physique du solide (faculté de physique et de chimie de l'université Mentouri-Constantine). On a utilisé l'anticathode : Cu ($\lambda_{K\alpha} \text{ Cu} = 1,542 \text{ \AA}$), avec un balayage de 2θ de 10° à 120° .

Le traitement des diagrammes s'est effectué avec le Logiciel ORIGIN X (transformations des formats des digrammes et également éliminations des bruits de fond).

La distance réticulaire d est calculé suivant la loi de BRAGG :

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

Ou : λ : longueur d'onde en \AA ;

θ : angle de réflexion en degrés ;

d : distance inter-réticulaire en \AA ;

n : entier naturel (=1).

Après les différents calculs des raies importante de chaque spectre, on

consulte les fichiers ASTM (American Society for Testing Minerals) d'une liste de minéraux déjà établit (les minéraux rencontrés dans les dépôts évaporitiques).

L'analyse des diagrammes des huit (08) échantillons sélectionnés a mis en évidence l'existence des minéraux suivants : Anhydrite (CaSO_4), Halite (NaCl), gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), Célestite ou Célestine (SrSO_4), et Akaganeite (FeOOH).

Le spectre de diffraction des rayons X des échantillons N°1 et N°2 (fig.36&37) prélevés successivement au niveau des veinules de la carotte du sondage G2 à l'intervalle 519,5 - 536 mètres, a montré la présence de l'hydroxyde de fer et de l'anhydrite. La présence de cette dernière en profondeur est le résultat de la compaction qui a induit la déshydratation du gypse et sa transformation en anhydrite.

Le spectre de l'échantillon N°:3 (fig.38) prélevé d'une profondeur de 57 mètres a révélé l'existence du gypse en association avec l'anhydrite. Ceci confirme bien la fiabilité des observations microscopiques. En effet, en lames minces, des fronts de remplacement du gypse par l'anhydrite ont été observés dans cet échantillon.

Le spectre des échantillons N°4 et N°5 (fig.39&40), prélevés de l'intervalle 77,5-105 mètres de la carotte du sondage G2 a révélé la présence de la halite et du sulfate de strontium (Célestite). Ce dernier minéral n'a pas été observé ni macroscopiquement, ni microscopiquement.

Le spectre de l'échantillon N°6 (fig.41), prélevé à une profondeur de 461 mètres, au niveau d'une veinule traversant la masse de halite, n'a révélé que la présence d'anhydrite pure.

Le spectre de l'échantillon N°7 (fig.42), prélevé en surface près du

croisement des routes N°20 et N°19 a révélé un Gypse pur de couleur blanche. On signale qu'à cet endroit, les Gypses purs prennent de l'épaisseur et les Gypse impurs disparaissent progressivement au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers l'ouest de l'ancienne galerie d'exploitation du Soufre natif.

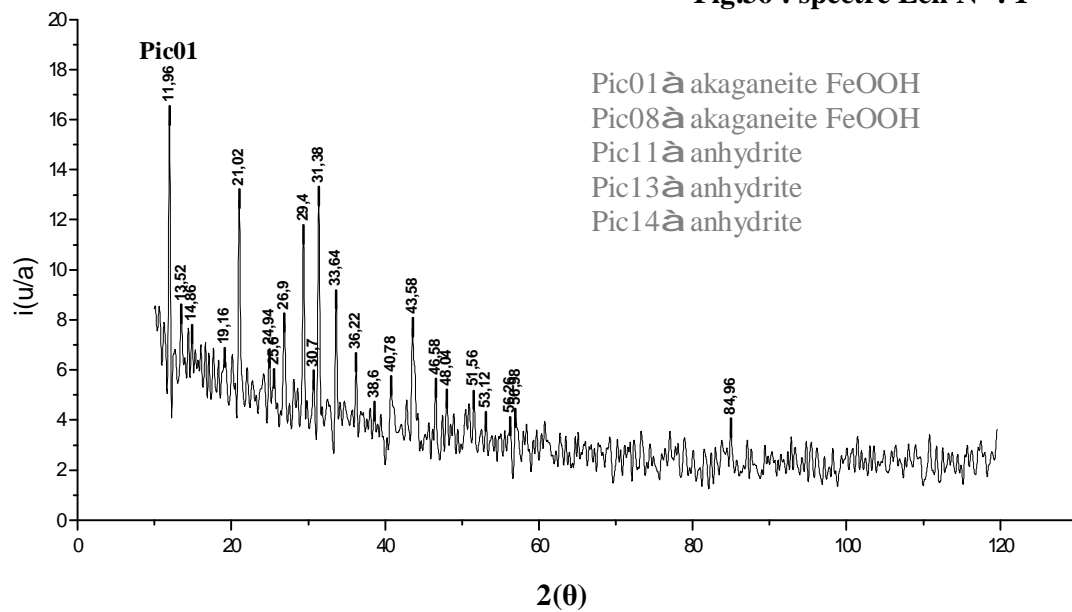
Le spectre de l'échantillon N°8 (fig.43), prélevé à une profondeur de 45 mètres, a révélé l'existence de Gypse et de Célestine.

La Célestine, comme les autres sulfates résulte généralement de l'évaporation d'eaux saumâtres en bassins clos. Dans la nature, la Célestine est associée au Soufre, au Gypse, à l'Aragonite et aux minéraux évaporitiques typiques.

En résumé, les caractéristiques géologiques, morphologiques et sédimentologiques du bassin de Guelma place ce dernier dans le type des bassins salifères côtiers intramontagneux du Miocène supérieur, syn- et tardi-tectoniques se caractérisant par l'instabilité du régime de sédimentation.

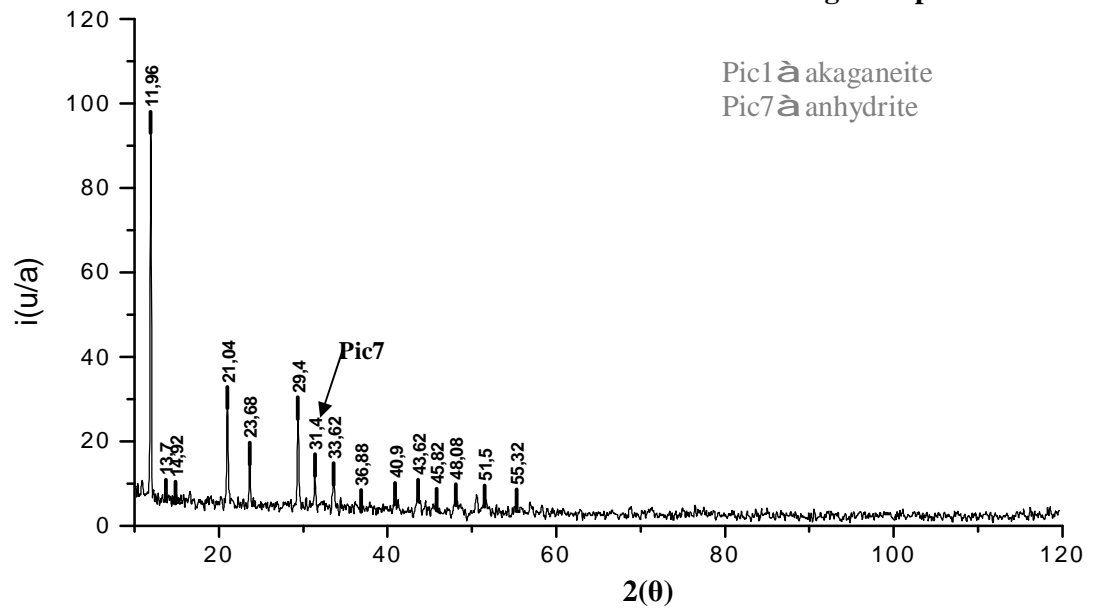
NB : la consultation du rapport final de l'ORGM (travaux de recherche sur le soufre natif dans la région de Guelma ; 1994) portant les coordonnées exactes des forages G1 et G2 n'a pas été autorisée, par conséquent j'ai cité l'emplacement des forages approximativement.

Fig.36 : spectre Ech N° : 1



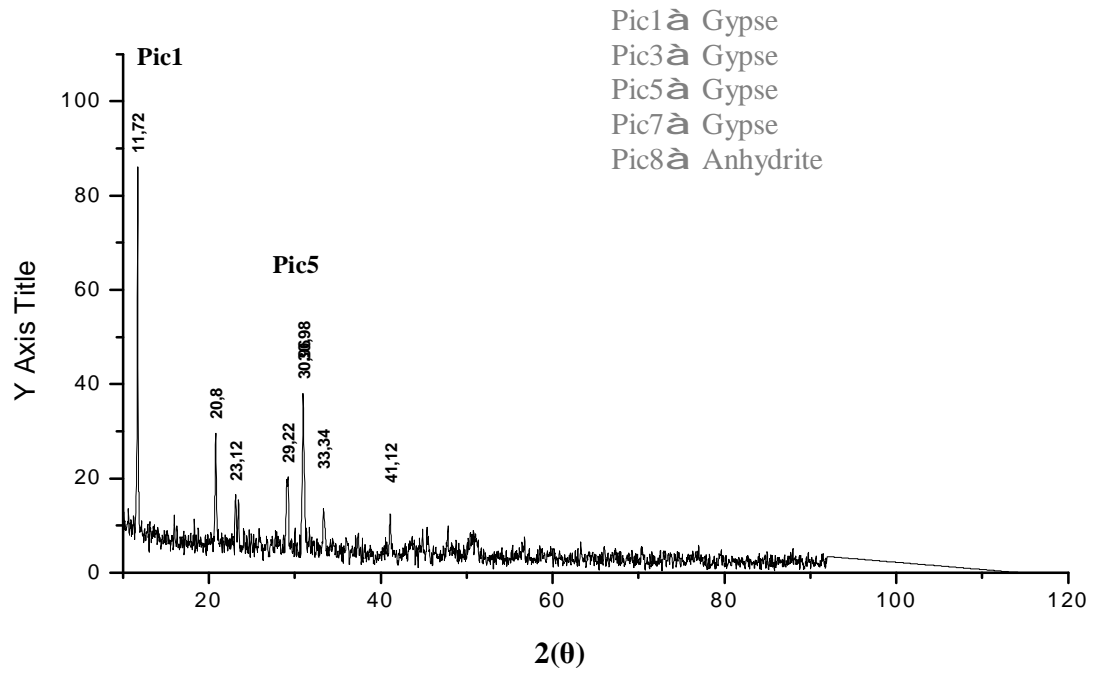
2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic01)11,96	100	7,40	Akaganeite
(pic08)26,9	39,70	3,31	Akaganeite
(pic11)31,38	76,47	2,85	Anhydrite
(pic13)36,22	27,94	2,48	Anhydrite
(pic14)38,6	13,97	2,33	Anhydrite

Fig.37 : spectre Ech N° : 2



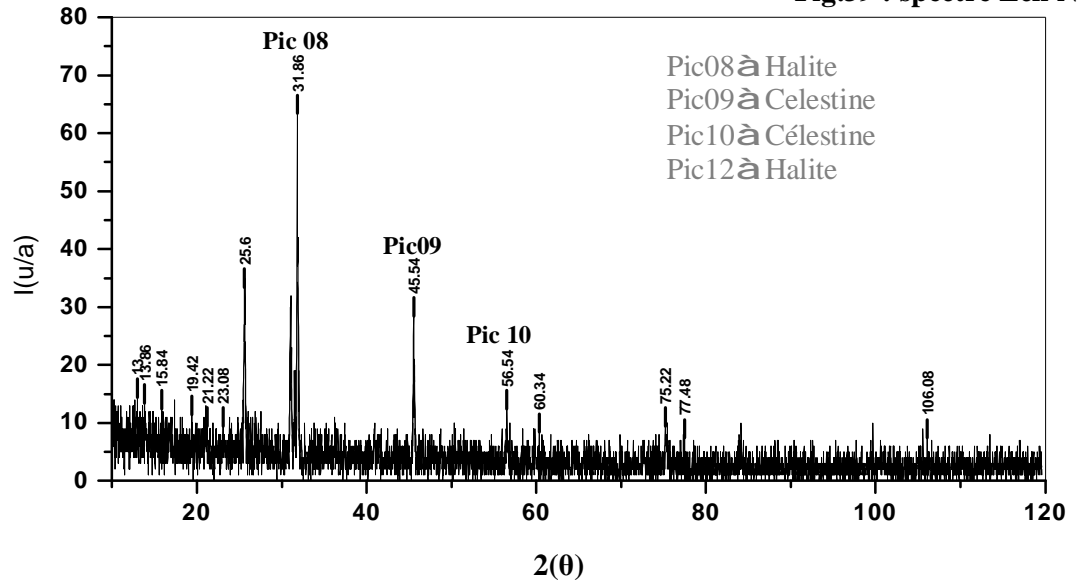
2 θ	Intensité %	d (Å °)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic1)11,96	100	7,40	Akaganeite
(pic7)31,4	13,95	2,85	Anhydrite

Fig.38 : spectre Ech N° : 3



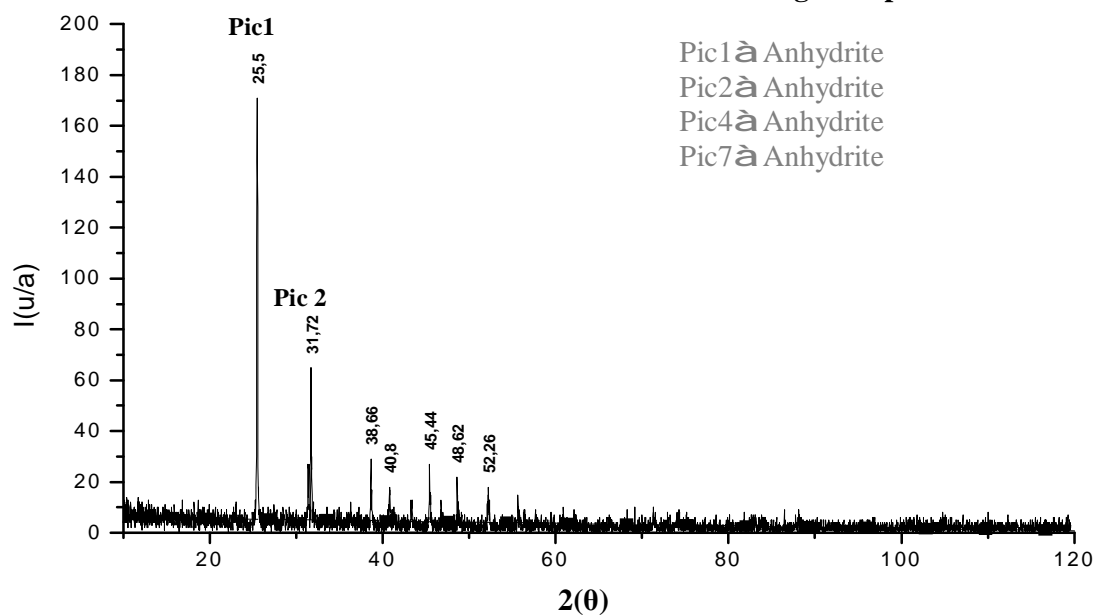
2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(Pic1)11,72	100	7,54	Gypse
(Pic3)23,12	15	3,84	Gypse
(pic5)29,22	18,91	3,07	Gypse
(pic7)33,34	13,86	2,68	Gypse
(pic8)41,12	10,89	2,19	Anhydrite

Fig.39 : spectre Ech N° : 4



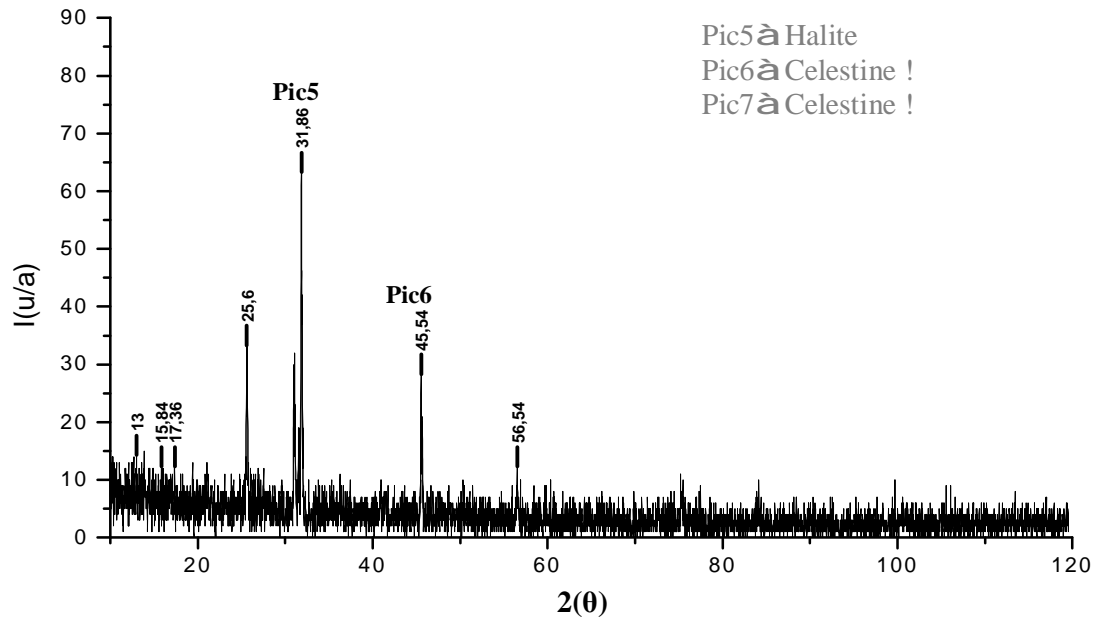
2θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic08)31,86	100	2,809	Halite
(pic09)45,54	41,66	1,992	Célestine
(pic10)56,54	15	1,628	Célestine
(pic12)75,22	10	1,263	Halite

Fig.40 : spectre Ech N° : 5



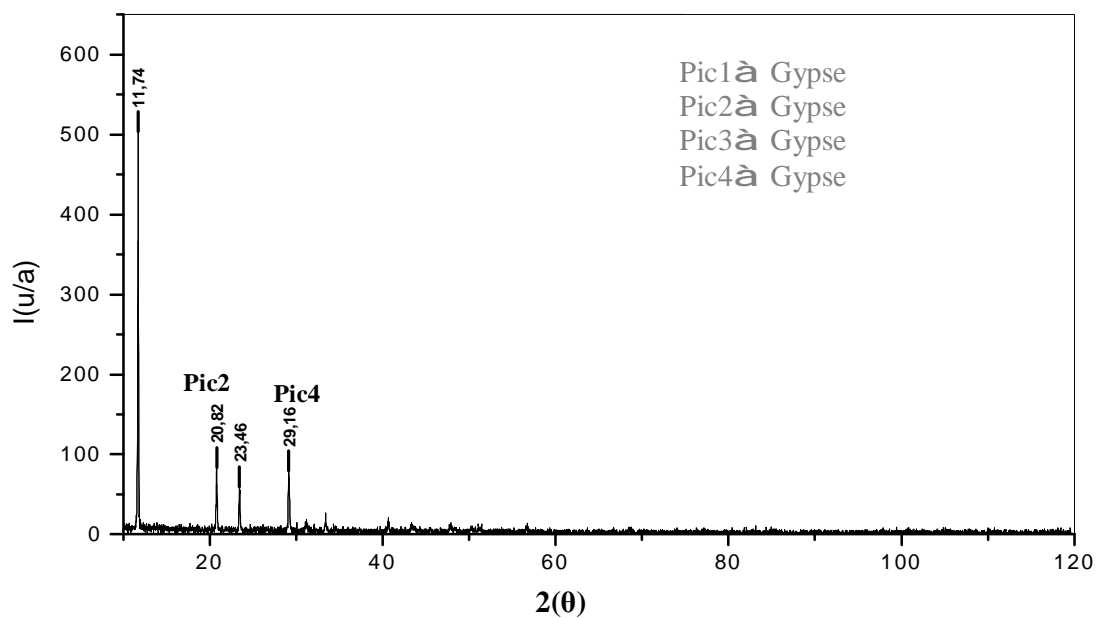
2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic1)25,5	100	3,493	Anhydrite CaSO ₄
(pic2)31,72	36,14	2,821	Anhydrite CaSO ₄
(pic4)40,8	7,83	2,212	Anhydrite CaSO ₄
(pic7)52,26	7,83	1,750	Anhydrite CaSO ₄

Fig.41 : spectre Ech N° : 6



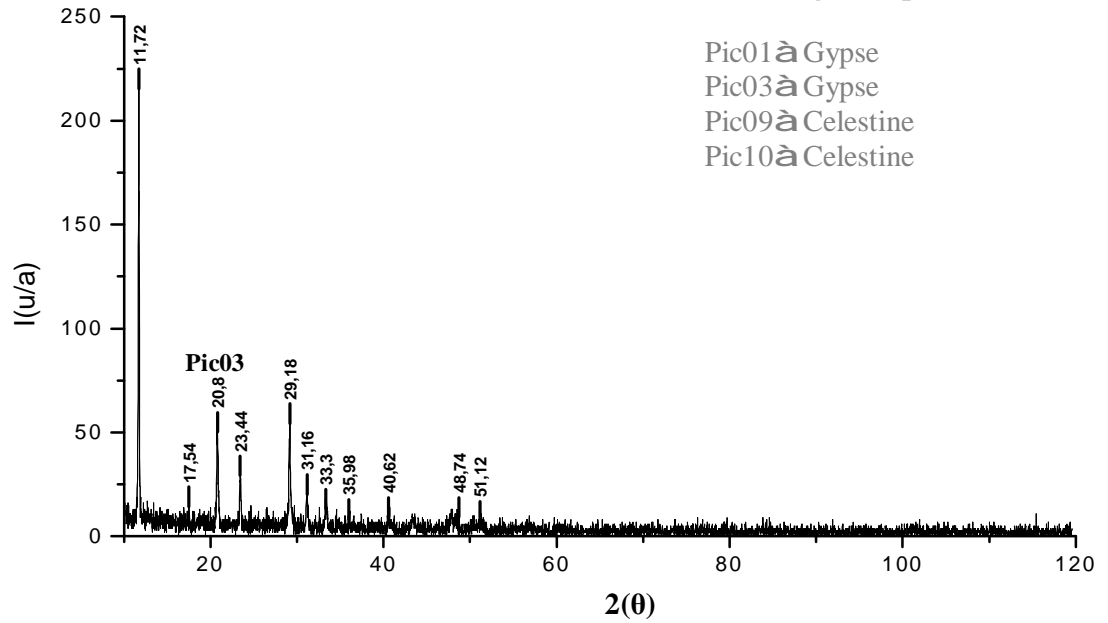
2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic5)31,86	100	2,809	Halite
(pic6)45,54	41,66	1,992	Célestine
(pic7)56,54	15	1,951	Célestine

Fig.42 : spectre Ech N° : 7



2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic1)11,74	100	7,538	Gypse
(pic2)20 ,82	18,60	4,266	Gypse
(pic3)23,46	13,95	3,792	Gypse
(pic4)29,16	17,83	3,062	Gypse

Fig.43 : spectre Ech N° : 8



2 θ	Intensité %	d (Å)	Minéraux équivalent sur ASTM
(pic01)11,72	100	7,558	Gypse
(pic03)20 ,8	23,25	4,271	Gypse
(pic09)40,62	4,18	2,222	Célestine
(pic10)48,74	4,18	1,868	Célestine

IV-4-3-Eléments d'interprétation des dépôts salifères miocènes du bassin de Guelma :

Les plus importants dépôts d'évaporites caractérisant l'époque salifère du Miocène supérieur (Messinien) se trouvent dans le bassin du Chélif dans l'Ouest algérien et dans le bassin de Guelma dans l'Est algérien.

Selon les travaux de : De La Chavane (1910) et Tahar Aïfa & Al (2003), les dépôts salifères de ces deux bassins seraient liés à la crise de salinité du Messinien qu'a connue la mer Méditerranée.

Cette crise de salinité aurait pour conséquence, le développement d'importantes couches de sel gemme dans le pourtour de la Méditerranée.

Cette crise de salinité s'est traduite par une succession de phases évaporitiques entrecoupées de périodes de remplissage marin. A partir d'arguments écologiques et géochimiques, notamment isotopiques, il a été montré que la précipitation de la majorité des sels résulte bien de la concentration d'eaux océaniques qui pénétraient dans le bassin (Rouchy J M ; 1982). On distingue schématiquement deux étapes principales :

- Au cours de la première étape, s'accumulent d'abord dans les parties plus profondes, des couches massives de sel gemme (fig. 44), atteignant 7 à 800 mètres d'épaisseur en Méditerranée occidentale et en Sicile, et peut-être plusieurs milliers de mètres en Méditerranée orientale. La présence de sels très solubles de K et Mg implique des concentrations très élevées, dans des conditions alors proches de la dessiccation (Rouchy J M ; 1982).

Des indices d'émersion ont également été observés à certains niveaux. Il faut donc admettre que le niveau de la Méditerranée s'est abaissé fortement en contrebas du niveau océanique mondial, avec à certains moments, une dénivelée de plusieurs centaines de mètres, voire même un millier de mètres,

donnant un paysage formé d'une mosaïque de lagunes sursalées, entourées de vastes aires émergées, ravinées et souvent encroûtées de sel. Le paysage devait être assez semblable, bien qu'à une échelle beaucoup plus vaste, à celui qu'offrent la mer Morte ou le lac Asal actuels, dont les plans d'eau se situent respectivement à - 403 et -155 mètres sous le niveau océanique.

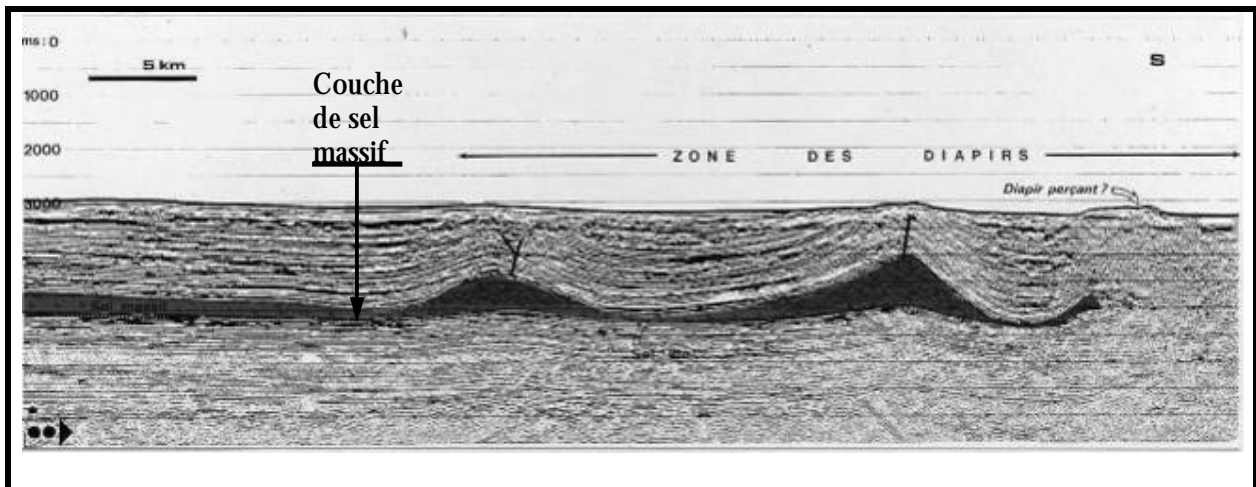


Fig. 44 : Enregistrement sismique montrant la superposition des couches sédimentaires situées sous le fond de la Méditerranée occidentale. On remarque notamment la couche de sel massif (noir), présente sous les dépôts plus récents. Le sel dont la densité est faible est localement déformé sous la charge des couches surincombantes au travers desquelles il s'élève (diapirisme) jusqu'à percer la surface des sédiments pour former de véritables collines sous-marines.

- Au cours de la deuxième étape, se dépose une alternance cyclique de marnes et de gypse sur une épaisseur dépassant parfois 300 mètres. Cette alternance a enregistré une succession de phases de remplissage marin suivi d'un isolement conduisant au dépôt de couches de gypse, puis à la dessiccation temporaire, avant un nouvel épisode de remplissage. Ces remplissages s'expliquent par des remontées épisodiques du niveau océanique, probablement d'origine glacio-eustatique, d'une amplitude suffisante pour permettre aux eaux atlantiques de submerger les seuils qui isolaient de plus en plus fortement la Méditerranée (Rouchy J M ; 1982., Rouchy J M & Saint Martin J P; 1992., Rouchy J M ; 1999).

IV-4-4-Contamination par SO₄ des eaux de nappe et de surface dans le bassin de Guelma:

La carte ci-dessous est établie à partir de 72 analyses géochimiques des sulfates réalisée par l'ORGM sur la région de Guelma (les analyses sont réalisées sur des eaux de surface et de puits) (Fig. 45). Cette carte d'isoteneurs des sulfates montre que les plus fortes concentrations en sulfates se trouvent dans la région Nord Ouest d'Héliopolis, (zone de contamination élevée). Cette région de hautes teneurs correspond à la rive septentrionale de la Seybouse. Ces teneurs sont la conséquence de dissolution des gypses du miocène.

Dans la partie nord du bassin de Guelma, les concentrations élevées de SO₄ sont spatialement liées avec la superficie d'extension des dépôts gypsifères du miocène supérieur. La coupe la plus complète des dépôts du miocène supérieur a été recoupée par un sondage N°1, foré à 3km (en 1984) vers le nord Est de Guelma correspondant aux coordonnées suivantes: X=926,725 et Y=365,350. Cette coupe est représentée par deux assises lithologiques: gypsifère et halogène. L'assise gypsifère a été recoupée dans l'intervalle de 2,80 à 241,80 mètres. Elle est constituée d'une intercalation d'argiles, marno-calcaires, gypse et calcaire.

À l'extrémité Ouest du bassin, les dépôts évaporitiques se sont conservés sous formes de petits fragments. La puissance ne dépasse pas 20 à 30 mètres. Ils sont superposés sur les roches du crétacé et surmontés par des formations pliocènes. Le fait d'amincissement de l'assise gypsifère à l'ouest du bassin de Guelma est bien confirmé par des données d'échantillonnages hydrogéochimiques.

Dans l'eau de l'oued Seybouse à l'Ouest du bassin jusqu'à l'embouchure de l'oued Charchar, la concentration de SO₄ est très basse (ne dépasse pas 50mg/l). Alors que vers l'Est, suivant le cours d'eau (tronçon Héliopolis-boumahra

Ahmed) la concentration s'élève brusquement, jusqu'à 400mg/l, la teneur maximale en SO₄ dans l'eau superficiel a été décelé dans un échantillon (444mg/l), prélevé du lit de l'oued Seybouse près de l'ancienne galerie d'exploitation de soufre de Héliopolis, ou l'assise gypsifère est plus importante.

Sur le bord Sud du bassin, les dépôts évaporitiques ont une puissance diminuée et ont un développement moins important que ceux rencontrés au nord du bassin. D'après les résultats d'échantillonnages des sources, effectué par l'ORGM dans la partie sud du bassin, la teneur en SO₄ dans l'eau souterraine est basse (de 13 à 55mg/l). Les concentrations maximales de SO₄ dans les sources ont été enregistrées dans la partie nord du bassin titrant de 286 à 527mg/l.

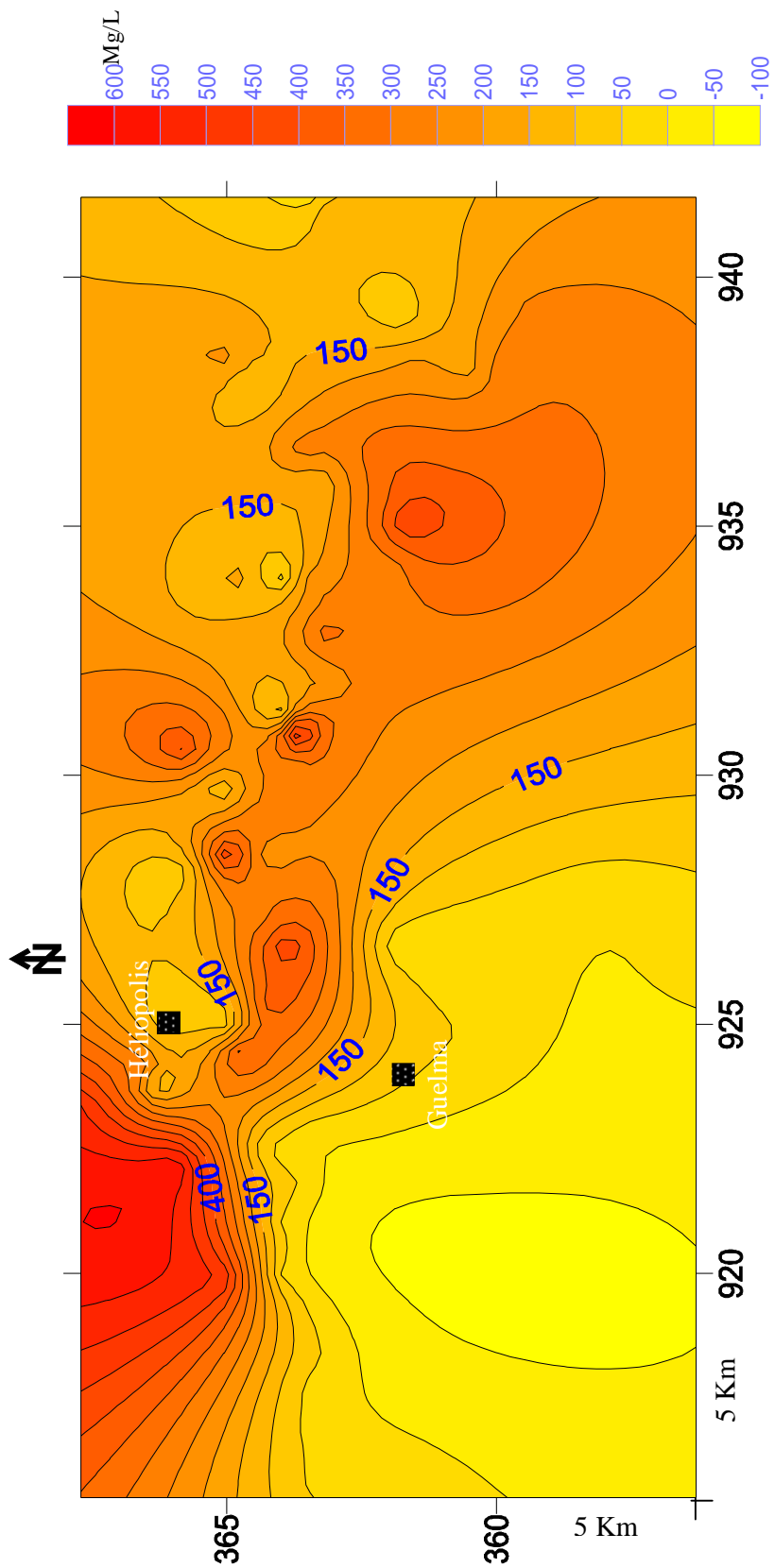


Fig. 45 : carte de contamination par SO4 (réalisée par F Boukrouh ; 2004)

IV-5-Essai de reconstitution des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma :

Les données géologiques et sédimentologiques caractérisant les dépôts évaporitiques du bassin de Guelma permettent une reconstitution des dépôts de ce dernier comme suit :

La répartition spatiale des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma montre que les dépôts de sel gemme occupent la partie profonde du bassin, alors que les dépôts de gypse se rencontrent dans les parties les moins profonde du bassin. Des passages latéraux de faciès marquent ces deux types de dépôts.

Ces observations permettent d'envisager une explication des dépôts comme suit:

Suite a l'effondrement qui a données naissance au bassin de Guelma, et qui l'on peut située post-oligocène, ce fossé d'effondrement a été remplie par des eaux sursalé (crise messinienne en méditerranée) liée a des incursions marines. Ces eaux sursalés ont généré par évaporation le dépôt de l'importante couche de sel gemme dans les parties profondes du bassin et des dépôts de gypse, argiles et calcaire dans les parties moins profonde du bassin (parties marginaux), en effet cette répartition est expliquée par le fait que le sel gemme est toujours localisé dans les fossés à forte subsidence, au contraire, sur les plates forme qui sépare de tels fossés, le sel gemme est absent ou légèrement présent, et le gypse largement dominant. La présence préférentielle de sel gemme dans les fossés est expliquée en effet, la cristallogenèse du sel gemme peut s'effectuer sur les plates formes, comme on peut l'observer à la surface de sebkhas actuelles, mais n'est jamais suivis d'un dépôts stable de ce sel. La remise en solution permanente du sel gemme sur les plates formes provoque sa migration progressive vers les fossés ou elle vient enrichir un corps de saumures denses et prisonnières d'une structure-piège strictement endoréique. Cela crée un confinement de degré très élevé, et où la concentration des eaux

mères sur une tranche assez épaisse du corps aquatique surplombant les sédiments de base semble être une condition fondamentale pour la genèse de ses dépôts de sel gemme.

Pour ce qui concerne l'origine des matériaux qui ont servi à l'élaboration des évaporites du miocène supérieur de Guelma, la plupart des observations convergent vers un modèle continental avec ouverture vers la mer.

Le schéma final avec des termes salins emboîtés et concentriques, cache donc un dispositif instantané caractérisé par une ségrégation latérale des précipités salins en zones déterminées par le champ de salinité couvrant l'ensemble de bassin.

V-1-Introduction :

Dans la nature, le soufre se rencontre à l'état natif. Le nom du minéral dérive du terme latin sulphur, désignant l'élément lui-même.

D'un point de vue structurel, il est formé de molécules dont chacune est constituée d'un groupe de huit atomes disposés en anneau. Il cristallise en général dans le système orthorhombique, mais on connaît aussi une forme monoclinique, beaucoup plus rare. Le soufre est un minéral qui présente le phénomène typique du polymorphisme. En effet, le soufre orthorhombique est stable jusqu'à 95°C ; puis il prend la forme monoclinique jusqu'à 119°C ; au dessus de cette température, il fond.

Les états d'oxydation principaux du soufre dans ses composés sont 2, 4 et 6. Il forme des sulfures avec tous les éléments métalliques sauf avec l'or.

Le soufre est un élément minéralisateur qui joue un grand rôle dans le transport des métaux. Il se combine facilement avec ces derniers pour donner des sulfures tels que :

(FeS₂, CuS, PbS, ZnS, HgS, AgS...) ou des sulfates.

Les données géochimiques indiquent, une plus grande abondance de soufre dans les milieux sédimentaire que dans les milieux magmatiques. Sa teneur moyenne est de 260 g/t dans les roches magmatiques ; alors qu'elle peut atteindre dans les roches sédimentaires 2 400 g/t (cas des schistes bitumineux et pyriteux). Dans l'eau de mer, la concentration du soufre est de 885 g/t, sous forme de sulfates.

D'après la littérature géologique, le soufre est un minéral caractéristique des dépôts sédimentaires de type évaporitiques, souvent associé à des gisements pétrolifères.

Pendant longtemps, son origine est restée incertaine. Actuellement, on pense qu'il dérive de la dissociation des sulfates, surtout du gypse, due à des bactéries particulières dites "thiobactéries". Le stade intermédiaire de cette dissociation devrait donner de l'acide sulfhydrique ; qui s'oxyderait ensuite et produirait du soufre. Des gisements de ce type se trouvent au Texas et en Louisiane (Etats-Unis), aux sommets des dépôts évaporitiques enfouis sous des strates argileuses imperméables. On trouve également des dépôts importants de soufre dans la formation de gypse soufreux de l'Arc externe des Apennins, surtout en Romagne, dans les Marches, en Calabre et en Sicile. Dans ces localités, le soufre se trouve en dépôts alternés avec des strates de calcaire argileux. Le soufre de l'indice de Guelma s'apparente beaucoup à ce type de dépôts. Les gisements de soufre se développent également dans les environnements volcaniques (solfatar). Des gisements d'importance industrielle de ce type sont connus en Indonésie et au Japon. Des concentrations de soufre peuvent accompagner certains gîtes métallifères associés aux carbonates et au gypse (cas de la mine de Saint-Laurent-Le-Minier, Gard-France). Par ailleurs, la décomposition des sulfures occasionne parfois l'apparition de soufre néogène sur les haldes des anciennes mines d'extraction de minerais sulfurés.

Autre environnement pour la formation de concentrations de soufre, les gisements pétrolifères. Le soufre commercialisé actuellement dérive en bonne partie de l'industrie pétrolifère : le soufre est obtenu comme sous produit de la désulfuration des hydrocarbures.

Industriellement, le soufre est la matière première de la production d'acide sulfurique ; il est utilisé pour la vulcanisation du caoutchouc, dans la fabrication de poudres désinfectantes et d'engrais.

V-2-Caractéristiques géologiques et gîtologiques de l'indice de soufre de Helipolis :

Le gîte de soufre de heliopolis était exploité au début du 20^{ème} siècle par M.Fournier, qui a découvert pour la première fois le soufre natif dans cette région, alors il commença à l'exploiter en 1906 d'une méthode artisanale, plus tard une société franco-italienne a obtenu la concession d'exploiter ce gisement, l'extraction continua jusqu'à 1920, la quantité extraite de soufre était de 500 tonnes. Ensuite l'exploitation a recommencé en 1941, et ce jusqu'à 1945, la quantité du soufre extraite était de 700 tonnes. Dans la même période, deux galeries de reconnaissance ont été effectuées par "le service de recherches minières", situées successivement a 1 Km et de 2,5 Km de la première galerie d'exploitation, mais les résultats étaient négatifs vu les basses teneurs de soufre et la mauvaise qualité du minerai rencontré dans ces galeries de reconnaissance, ceci a mené a l'arrêt total d'exploitation du soufre de Héliopolis en 1945.

Les bancs de soufre, au nombre de six, exploités au début du vingtième siècle dans l'ancienne mine d'Héliopolis avaient une épaisseur moyenne de 10 à 25cm. Ces bancs sont intercalés dans une assise d'argile schisteuse de couleur bleuâtre et/ou grisâtre (au contact de l'air) à odeur bitumineuse.

Le premier banc: d'une épaisseur de 15 cm, représenté par un calcaire argileux a minéralisation en soufre inférieur à 5%, surmonté par une couche d'argiles et gypse d'une épaisseur de 2,2 mètres;

Le deuxième banc: d'une épaisseur de 15cm, représenté par des calcaires argileux a faible minéralisation en soufre, inférieur à 5%; ce banc est surmonté par une couche de 2,6 mètres d'argiles et marnes;

Le troisième banc: d'une épaisseur de 20cm, représenté par des calcaires argileux d'une teneur égale à 5% en soufre, surmonté par 4,3 mètres d'argile a inclusion de petits rognons de soufre natif;

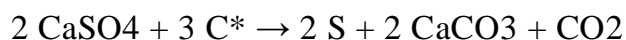
Le quatrième banc: d'une épaisseur de 18cm, représenté par des calcaires argileux avec une teneur en soufre natif de 10 à 15%, surmonté par 1,8mètre d'argile noire gypsifère;

Le cinquième banc: représenté par un calcaire d'une épaisseur de 20cm avec 10 à 15% de soufre natif, ce banc est surmonté par 2,2 mètres d'argile marneuse;

Le sixième banc (le dernier): est représenté par des calcaires a teneur inférieur à 5% de soufre.

Les observations recueillies au niveau de l'ancienne galerie d'exploitation de soufre de Héliopolis, montrent que le soufre de couleur jaune claire, finement cristallisé ou sous forme de poudre, apparaît principalement développé au niveau des contacts des calcaires et du gypse (fig.46), au niveau des contacts des argiles et du gypse (fig.47) et en remplissage des fissures affectant les calcaires.

L'association du soufre avec le gypse, le calcaire et la matière organique s'explique par son origine. En effet le soufre provient la plus part du temps de la réduction des sulfates par de la matière organique :



C* étant le carbone organique

Cette réduction peut avoir lieu de façon "minérale" pendant la diagenèse, mais surtout de façon biologique à l'intérieur du sédiment (avant la diagenèse, ou pendant sa phase précoce), sous l'action de bactéries (bactéries sulfato-réductrices). Dans un milieu riche en matière organique, pauvre en O₂, mais riche en un autre oxydant (le sulfate), les bactéries « préfèrent » respirer que fermenter, mais c'est une respiration où O₂ est remplacé par un autre oxydant (ici le sulfate); c'est une respiration anaérobie. Cela se passe au fond de toutes

les lagunes marines (l'eau de mer contient des sulfates) en voie d'eutrophisation.



Fig.46 : montrant du soufre natif dans les fractures affectant le calcaire



Fig.47: illustrant le dépôt de soufre natif a l'interface des lits d'argiles et de gypse.

V-3-Interprétation des teneurs en soufre dans le sondage1 (réalisé par l'ORGM, 1984):

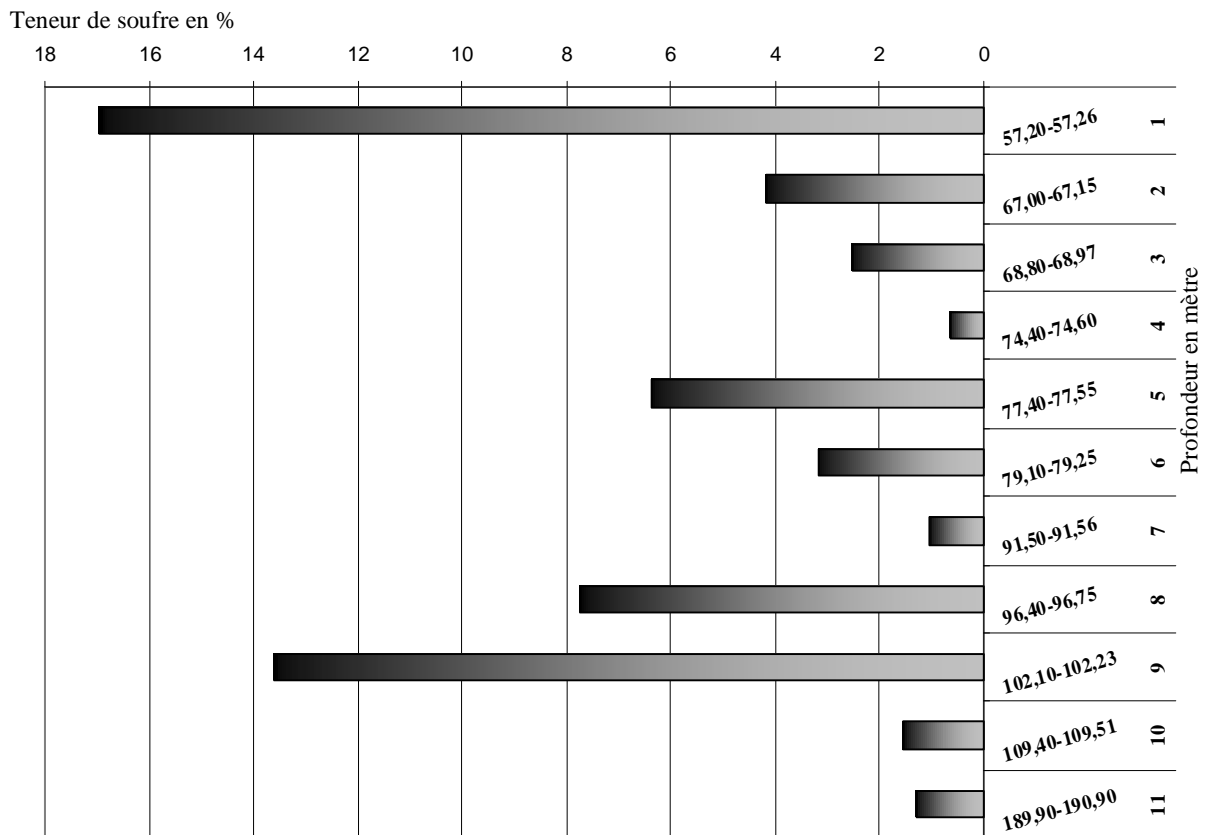
Le tableau ainsi que le diagramme au dessous, nous montre que la puissance des intercalations minéralisées varie de 0,06 à 1,00 mètre et la teneur varie de 0,65 à 16,95% avec seulement quatre bancs où la teneur est supérieure à 5%, la minéralisation est liée au bancs calcaro-argileux de couleur gris foncés en texture veinulée et en nids; les teneurs paraissent avoir aucune relation avec la profondeur (Fig. 48).

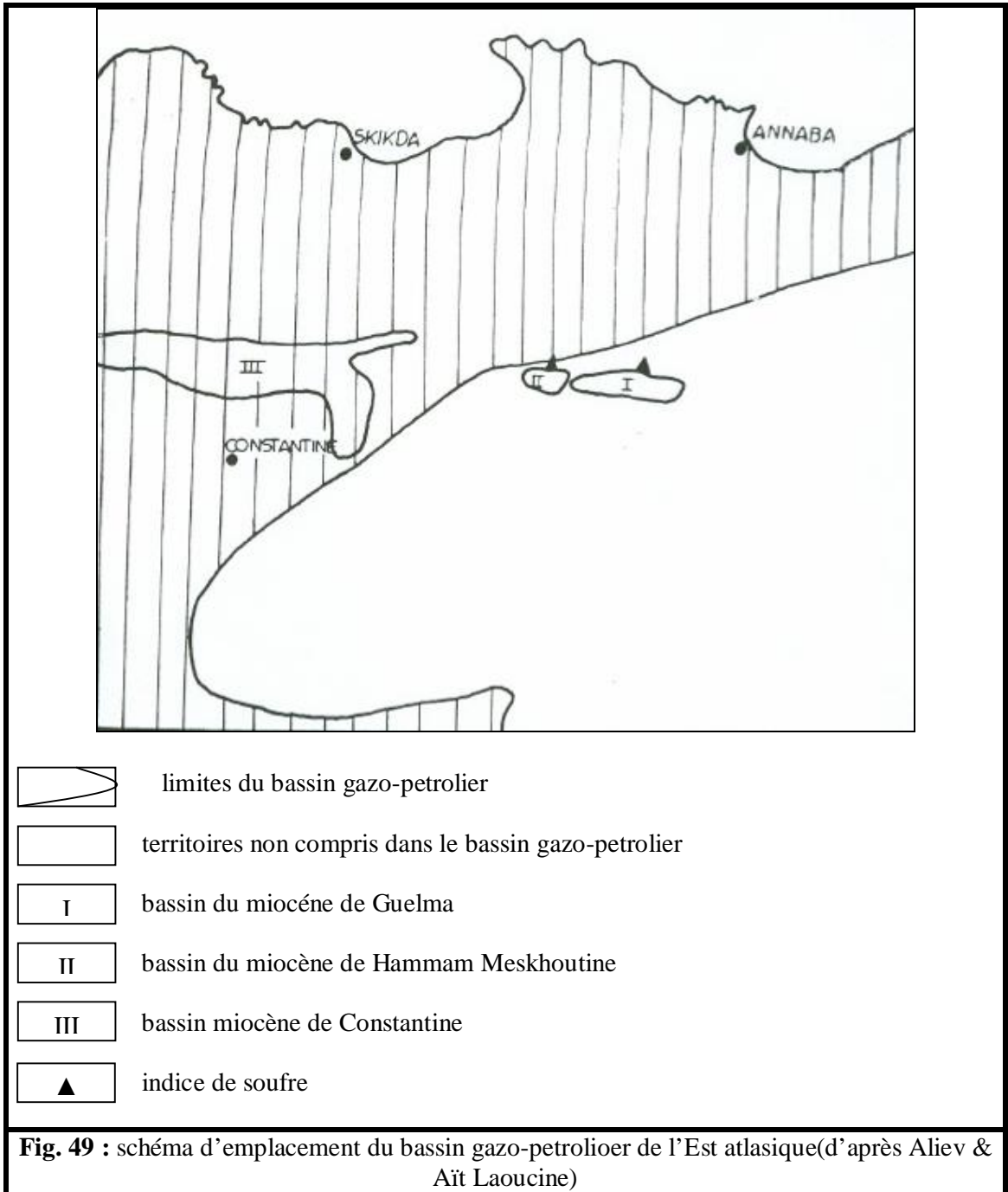
n° d'analyse	intervalle de la minéralisation (m)	teneur en soufre (%)
1	57,20-57,26	16,95
2	67,00-67,15	4,16
3	68,80-68,97	2,53
4	74,40-74,60	0,65
5	77,40-77,55	6,36
6	79,10-79,25	3,18
7	91,50-91,56	1,06
8	96,40-96,75	7,74
9	102,10-102,23	13,61
10	109,40-109,51	1,55
11	189,90-190,90	1,29

Il est à souligner, qu'il existe une liaison entre l'emplacement d'indice de soufre et des limites du bassin gazo-pétrolier, ainsi, les indices de soufre de Guelma se situent dans la partie Nord-Ouest de la zone pétrolière de Tébessa, tandis que les bassins du miocène supérieur du nord constantinois se trouvent

hors les limites du bassin pétrolifère (Fig. 49).

Fig. 48 : teneurs du soufre en fonction de la profondeur et le







Passage latéral entre le sel gemme et les dépôts latéraux (intercalation)

Oued Seybouse

Dépôts post messinien

Forage G2

Forage G1

Dépôts de la fin du Messinien (série supérieure A intercalations de gypse, Calcaire et argile)

bassin ;

(intercalations) ;

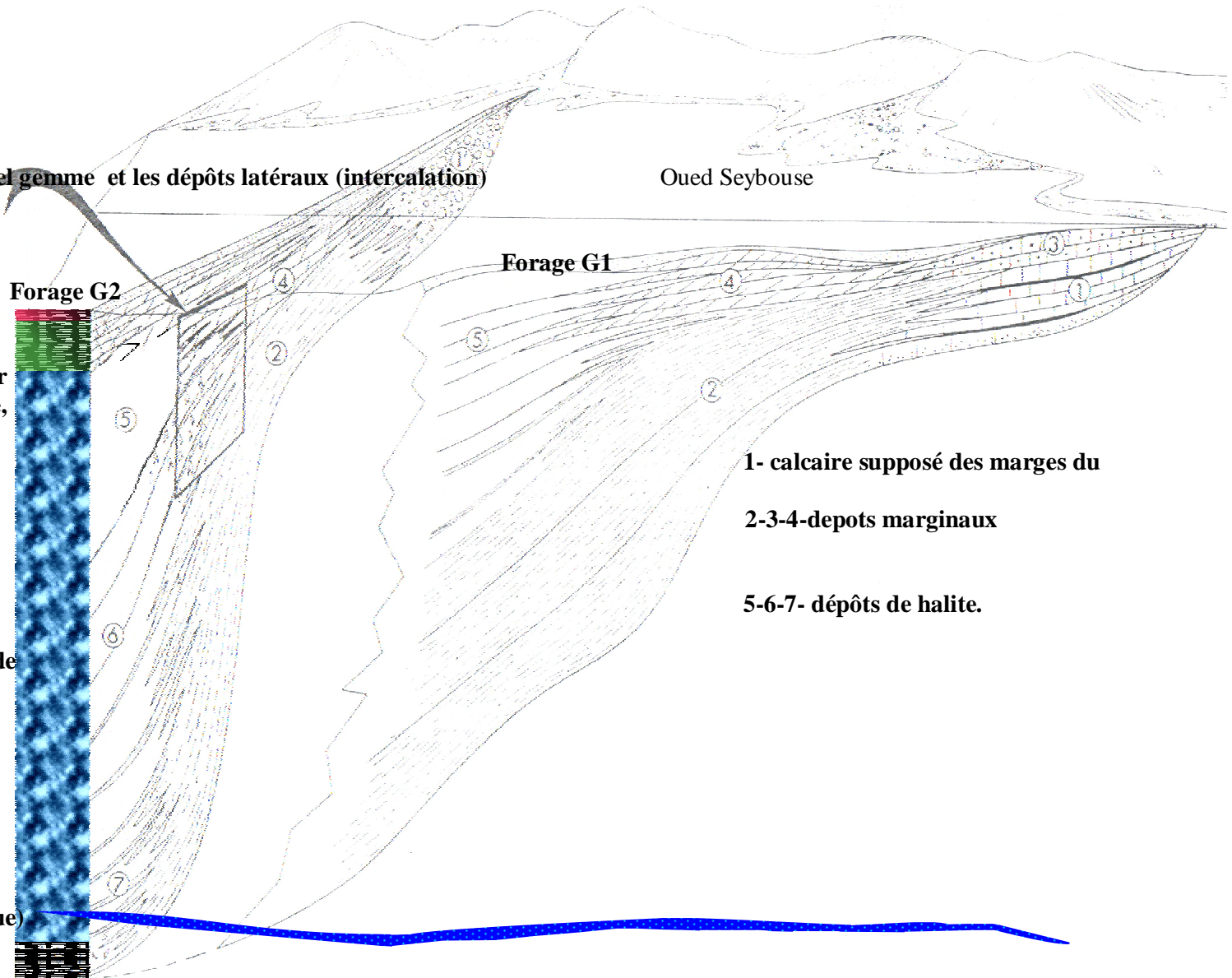
Série inférieure a dépôts Halitique (partie profonde du bassin) et qui passe Latéralement dans les Parties moins profondes A une intercalations de Gypse et argile, calcaire Et de la halite

Dépôts supposés de base (Couche organo détritique)

1- calcaire supposé des marges du

2-3-4-dépôts marginaux

5-6-7- dépôts de halite.



Conclusion

Au miocène terminal (messinien) , l'ensemble du bassin méditerranéen été caractérisé, en particulier, par l'individualisation d'un puissant épisode évaporitique, extrêmement développé au niveaux des plaines abyssales actuelles et qui affleure de nos jours dans un certain nombre de bassin marginaux sur le pourtour de la méditerranée, notamment a Guelma et Mila. Tandis que les études régionales révèlent d'intéressantes variations concernant la répartition et la succession verticale et latérale des différents termes de la série, l'observation détaillée des principaux types de gypses, de leurs structures sédimentaires et de leurs rapports internes avec les autres constituants, mettent en évidence des processus génétiques communs.

La sédimentation évaporitiques du bassin de Guelma illustre certains traits communs avec la série évaporitiques miocène de la méditerranée occidentale et celles de la Sicile et ceci en l'existence de deux séries superposées dont un épisode inférieur salifère.

Le développement de l'indice de soufre de Héliopolis pourra avoir une origine par réduction du gypse et à partir d'hydrocarbures.

Le bassin de Guelma présente un intérêts économique et y est favorable pour d'éventuelle recherche minière du faite qu'il pourrai renfermer plusieurs espèces minérales associées a la halite, parmi ces espèces: les sels potassique qui résulte d'une évaporation totale de la colonne d'eau.

B i b l i o g r a p h i e

- Aifa, T., Feinberg, H., Derder, M.E.M., Merabet, o. (2003)** – contraintes magnetostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur. *geodiversitas* 25 (4) : pp 617-631. *Publications Scientifiques du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.* www.geodiversitas.com
- Arris, Y., (1994)** – étude tectonique et microtectonique des séries Jurassiques à Plio-Quaternaires du constantinois central (Algérie Nord-Orientale) : caractérisation des différentes phases de déformation. *Thèse Doctorat. Nancy1 (France).* 215p.
- Benson, R. H., Racik El Bied, K., Bonaduce, G. (1991)** – an important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Thetys Ocean. *Paleo-Oceanography* 6 (1). pp 165-192.
- Bouillin, J.-P. (1977)** - géologie Alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse Doctorat, science naturelle. Paris (France).* *Mem.Soc.Géol.fr.* 509p.
- Campy, M., Macaire, J. J. (1989)** – géologie des formations superficielles. (Édition Masson) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie, 2001. site web : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>*)
- Chamley, H. (1987)** – sédimentologie. (Édition Dunod) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie, 2001. site web : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>*)

- Coiffait, P. E. (1992)** – un bassin post-nappes dans son cadre structural, l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale), *thèse Doctorat, Nancy1 (France)*. 502p.
- Cojean, I., Renard, M. (1997)** – sédimentologie, (édition Dunod) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie*, 2001. *site web* : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>)
- C.R.A.A.G. (Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A.) (1999)** – neotectonics and associate seismicity in the eastern tellian atlas of Algeria. *Journal of seismology* 3, pp 95-104.
- Dalloni, M. (1920)** – la structure de chaîne nimidique, observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. *Bull. Soc Géol. Fr.*
- Dareste, De La Chavane, J. C. (1910)** – la région de Guelma, études spécial des terrains tertiaires. *Bull. Serv. Carte géol., Algérie. Thèse sciences, Lyon (France)*, 256p.
- Dareste, De La Chavane, J. C. (1910)** – carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°54, Guelma, *Publ. Serv. Carte géol., Algérie*
- Deleau, P. (1938)** – étude géologique des régions de Jemmapes, hammam Meskhoutine et du col des oliviers. Service de la carte géologique .Algérie. *Thèse sciences, Paris (France)*.
- Durand, D. M. (1969)** – mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Carte géol., Algérie, nouv. Série, n°39*.
- Gaudant, J. (2002)** – la crise messinienne et ses effets sur l'ichthyofaune néogène de la méditerranée : le témoignage des squelettes en connexion de poissons téléostéens ; in Néraudeau D & Goubert E (l'événement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques. *Geodiversitas* 24 (3) : pp 691-710).
- Guiraud, R. (1973)** – évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse sciences, univ de Nice (France)* ; 270p.

- Kazi Tani, N. (1986)** – évolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque Nord Algérien, approche méga-séquentielle. *Thèse doctorat, univ de Pau (France)*.
- Lahonder, J.-C., Magné, J. (1983)** – l'évolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma (Algérie), à la fin du secondaire et au début du tertiaire : conséquences paléogéographiques. C. R. Acad. SC. Paris, t. 197.
- Lahonder, J.-C. (1987)** – les séries ultratelliennes d'Algérie Nord-Orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. *Thèse doctorat, univ Paul Sabatier, Toulouse (France)*. 242p.
- Lebied, H. (2002)** – synthèse sur la stratigraphie et la tectonique du constantinois. *Mémoire d'ingénieur (géologie structurale)*.
- Meghraoui, M. (1988)** – géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie, paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. *Thèse doctorat d'état, univ de Paris Sud Orsay (France)*.
- Merabet, O., Popov, A. (1968)** – les époques salifères en Algérie. pp 60-70.
- Müller, D. W., Mueller, P. A. (1991)** – origin and age of the Mediterranean messinian evaporates: implications from Sr isotopes. *Earth Planetary Science Letters*. 107p, pp 1-12.
- O.R.G.M. (1984)** - rapport final sur la prospection du soufre natif dans le Nord Est Algérien. *Rapport inédit*. 56 p.
- Pomerol, C. (1973)** – ère cénozoïque. *Edition Doin* 269 p
- Raoult, J. F. (1972)** – précisions sur le flysch massylien : série stratigraphique, variation de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin du Musée d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*. T63.
- Raoult, J. F. (1974)** – géologie du centre de la chaîne nummidique (nord du constantinois, Algérie). *Thèse sciences, Paris (France), Mém. Soc Géol. Fr. nouv. Série, n°121*.

- Rouchy, J. M. (1982)** – la genèse des évaporites messiniennes de méditerranée. *Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. 267 p.
- Rouchy, J. M. (1982)** – la crise évaporitique messinienne en méditerranée : nouvelles proposition pour une interprétation génétique. *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp : 107-136.
- Rouchy, J. M. (1999)** – un événement exceptionnelle : la crise de salinité messinienne de méditerranée. In *Fröhlich F & Schubnel H J (Ed), Les âges de la terre, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp 104-108.
- Rouchy, J. M., Saint Martin, J.-P. (1992)** – late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporate relations. pp : 629-632.
- Rouchy, J. M., Blanc Valleron, M. M. (1999)** – le cénozoïque en europe. In *Fröhlich, F. & Schubnel, H. J. (Ed), Les âges de la terre, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp 86-90.
- Villa, J.-M. (1969)** – relation paléogéographiques et structurales entre le flysch de penthièvre et les unités externe de la dorsale kabyle dans la région de jemmapes. *Bull. Soc. Géol., Paris (France)*.
- Villa, J.-M. (1980)** – la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-Tunisiens. *Thèse doctorat, univ de Pierre et Marie Curie, Paris VI (France), 2 vol, 665p. pp 133-140.*
- Yilmaz, P. O., Norton, I., Leary, D., Chuchla, R. J. (1996)** – tectonic evolution and paleogeography of Europe. In *Ziegler, P. A. & Horvath, F. – peri-tethys memoir2: structure and prospects of alpine Basins and forelands. Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. 170 p. pp 47-60.

D'autres données ont été recueillies à partir de site web:

(Askri H / Belmechri A / Benrabah B / Boudjema A / Boumendjel K / Daoudi M / Drid M / Ghalem T / Docca A M / Ghandriche H / Ghomari A / Guellati N / Khennous M / Lounici R / Naili H / Takherist D / Terkmani M) *in géologie de l'Algérie (1999) – contribution de SONATRACH division exploration, centre de recherche et développement & division petroleum engineering et développement. 103 p.*

(Auzende & Al 1975, 1978 / Bellon 1976 / Bouillin J P 2000 / Boudiaf & Al 1999 / Calvert & Al 1997 / Doglioni & Al 1997 / Frizon De Lamotte & Al 2000 / Leclaire 1968, 1972 / Lonergan & White 1997 / Maury & Al 2000 / Mauffret & Al 1987, 1992 / Meghraoui & Al 1986, 1991, 1996 / Platt & Compagnoni 1990 / Saad Allah & Caby 1996 / Tapponnier P 1977 / Thomas 1976, 1985 / Verges & Sabat 1999 / Woodside & Maldonado 1992 / Yielding & Al 1989) *in compagne MARADJA : marge active de l'Algérie (21 août – 17 septembre 2003), <http://www-sdt.univ-brest.fr/~jacdev/index.htm> .*

<http://perso.wanadoo.fr/biodeug/mineralo/mineraotel.htm> .

www.biodeug.com .

B i b l i o g r a p h i e

- Aifa, T., Feinberg, H., Derder, M.E.M., Merabet, o. (2003)** – contraintes magnetostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur. *godiversitas* 25 (4) : pp 617-631. *Publications Scientifiques du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris.* www.godiversitas.com
- Arris, Y., (1994)** – étude tectonique et microtectonique des séries Jurassiques a Plio-Quaternaires du constantinois central (Algérie Nord-Orientale) : caractérisation des différentes phases de déformation. *Thèse Doctorat. Nancy1 (France).* 215p.
- Benson, R. H., Racik El Bied, K., Bonaduce, G. (1991)** – an important current reversal (influx) in the Rifian Corridor(Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Thetys Ocean. *Paleo-Oceanography* 6 (1). pp 165-192.
- Bouillin, J.-P. (1977)** - géologie Alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse Doctorat, science naturelle. Paris (France).* *Mem.Soc.Géol.fr.* 509p.
- Campy, M., Macaire, J. J. (1989)** – géologie des formations superficielles. (Édition Masson) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie, 2001. site web : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>*)
- Chamley, H. (1987)** – sédimentologie. (Édition Dunod) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie, 2001. site web : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>*)

- Coiffait, P. E. (1992)** – un bassin post-nappes dans son cadre structural, l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale), *thèse Doctorat, Nancy1 (France)*. 502p.
- Cojean, I., Renard, M. (1997)** – sédimentologie, (édition Dunod) in Jacques Beauchamp (*cours de sédimentologie, 2001. site web : <http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-0.htm>*)
- C.R.A.A.G. (Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A.) (1999)** – neotectonics and associate seismicity in the eastern tellian atlas of Algeria. *Journal of seismology 3, pp 95-104.*
- Dalloni, M. (1920)** – la structure de chaîne nimidique, observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. *Bull. Soc Géol. Fr.*
- Daresté, De La Chavane, J. C. (1910)** – la région de Guelma, études spécial des terrains tertiaires. *Bull. Serv. Carte géol., Algérie. Thèse sciences, Lyon (France), 256p.*
- Daresté, De La Chavane, J. C. (1910)** – carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°54, Guelma, *Publ. Serv. Carte géol., Algérie.*
- Deleau, P. (1938)** – étude géologique des régions de Jemmapes, hammam Meskhoutine et du col des oliviers. Service de la carte géologique .Algérie. *Thèse sciences, Paris (France).*
- Durand, D. M. (1969)** – mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Carte géol., Algérie, nouv. Série, n°39.*
- Gaudant, J. (2002)** – la crise messinienne et ses effets sur l'ichthyofaune néogène de la méditerranée : le témoignage des squelettes en connexion de poissons téléostéens ; in Néraudeau D & Goubert E (l'événement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques. *Geodiversitas 24 (3) : pp 691-710).*
- Guiraud, R. (1973)** – évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse sciences, univ de Nice (France) ; 270p.*

- Kazi Tani, N. (1986)** – évolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque Nord Algérien, approche méga-séquentielle. *Thèse doctorat, univ de Pau (France)*.
- Lahonder, J.-C., Magné, J. (1983)** – l'évolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma (Algérie), à la fin du secondaire et au début du tertiaire : conséquences paléogéographiques. C. R. Acad. SC. Paris, t. 197.
- Lahonder, J.-C. (1987)** – les séries ultratelliennes d'Algérie Nord-Orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. *Thèse doctorat, univ Paul Sabatier, Toulouse (France)*. 242p.
- Lebied, H. (2002)** – synthèse sur la stratigraphie et la tectonique du constantinois. *Mémoire d'ingénieur (géologie structurale)*.
- Meghraoui, M. (1988)** – géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie, paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. *Thèse doctorat d'état, univ de Paris Sud Orsay (France)*.
- Merabet, O., Popov, A. (1968)** – les époques salifères en Algérie. pp 60-70.
- Müller, D. W., Mueller, P. A. (1991)** – origin and age of the Mediterranean messinian evaporates: implications from Sr isotopes. *Earth Planetary Science Letters*. 107p, pp 1-12.
- O.R.G.M. (1984)** - rapport final sur la prospection du soufre natif dans le Nord Est Algérien. *Rapport inédit*. 56 p.
- Pomerol, C. (1973)** – ère cénozoïque. *Edition Dain*. 269 p
- Raoult, J. F. (1972)** – précisions sur le flysch massylien : série stratigraphique, variation de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin du Musée d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*. T63.
- Raoult, J. F. (1974)** – géologie du centre de la chaîne nummidique (nord du constantinois, Algérie). *Thèse sciences, Paris (France), Mém. Soc Géol. Fr. nouv. Série, n°121*.

- Rouchy, J. M. (1982)** – la genèse des évaporites messiniennes de méditerranée. *Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. 267 p.
- Rouchy, J. M. (1982)** – la crise évaporitique messinienne en méditerranée : nouvelles proposition pour une interprétation génétique. *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp : 107-136.
- Rouchy, J. M. (1999)** – un événement exceptionnelle : la crise de salinité messinienne de méditerranée. In *Fröhlich F & Schubnel H J (Ed), Les âges de la terre, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp 104-108.
- Rouchy, J. M., Saint Martin, J.-P. (1992)** – late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporate relations. pp : 629-632.
- Rouchy, J. M., Blanc Valleron, M. M. (1999)** – le cénozoïque en europe. In *Fröhlich, F. & Schubnel, H. J. (Ed), Les âges de la terre, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. pp 86-90.
- Villa, J.-M. (1969)** – relation paléogéographiques et structurales entre le flysch de penthièvre et les unités externe de la dorsale kabyle dans la région de jemmapes. *Bull. Soc. Géol., Paris (France)*.
- Villa, J.-M. (1980)** – la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-Tunisiens. *Thèse doctorat, univ de Pierre et Marie Curie, Paris VI (France), 2 vol, 665p. pp 133-140.*
- Yilmaz, P. O., Norton, I., Leary, D., Chuchla, R. J. (1996)** – tectonic evolution and paleogeography of Europe. In *Ziegler, P. A. & Horvath, F. – peri-tethys memoir2: structure and prospects of alpine Basins and forelands. Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*. 170 p, pp 47-60.

D'autres données ont été recueillies à partir de site web:

(Askri H / Belmechri A / Benrabah B / Boudjema A / Boumendjel K / Daoudi M / Drid M / Ghalem T / Docca A M / Ghandriche H / Ghomari A / Guellati N / Khenous M / Lounici R / Naili H / Takherist D / Terkmani M) *in géologie de l'Algérie (1999) – contribution de SONATRACH division exploration, centre de recherche et développement & division petroleum engineering et développement. 103 p.*

(Auzende & Al 1975, 1978 / Bellon 1976 / Bouillin J P 2000 / Boudiaf & Al 1999 / Calvert & Al 1997 / Doglioni & Al 1997 / Frizon De Lamotte & Al 2000 / Leclair 1968, 1972 / Lonergan & White 1997 / Maury & Al 2000 / Mauffret & Al 1987, 1992 / Meghraoui & Al 1986, 1991, 1996 / Platt & Compagnoni 1990 / Saad Allah & Caby 1996 / Tapponnier P 1977 / Thomas 1976, 1985 / Verges & Sabat 1999 / Woodside & Maldonado 1992 / Yielding & Al 1989) *in compagne MARADJA : marge active de l'Algérie (21 août – 17 septembre 2003), <http://www-sdt.univ-brest.fr/~jacdev/index.htm> .*

<http://perso.wanadoo.fr/biodeug/mineralo/mineraotel.htm> .

www.biodeug.com .