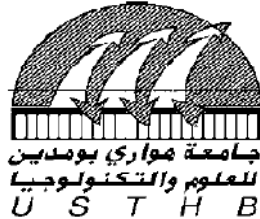


N° d'ordre : 13/2016-M/S.T

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de recherche scientifique  
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène

Faculté des Sciences de la Terre, Géographie  
et de l'Aménagement du territoire



**MEMOIRE**

Présenté pour de l'obtention du diplôme de **MAGISTER**

**En** : Sciences de la terre

**Spécialité** : Géologie des bassins sédimentaires

**Par** : TIOURGUIOUINE Rachid

**SUJET**

**LE CAMBRIEN DU CHAINON DE KERZAZ :  
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET DYNAMIQUE**

Soutenu publiquement le, 12 juillet 2016, devant le jury composé de :

Mr. R. Ait Ouali	Professeur, FSTGAT, USTHB, Alger	Président
Mr. R. Hamdidouche	Maitre de conférences A, FSTGAT, USTHB, Alger	Directeur de mémoire
Mme. K. Grain	Maitre de conférences A, FSTGAT, USTHB, Alger	Examinatrice
Mr. K. Zellouf	Maitre de conférences B, UMBB, Boumerdes	Invité

## AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de perdurer la chère tradition, d'exprimer mes vifs remerciements et ma reconnaissance aux personnes qui m'ont aidé à le réaliser, en m'apportant encouragements et soutien.

Je voudrais remercier tout d'abord Monsieur Rachid AIT OUALI, Professeur émérite d'avoir accepté de présider le jury. Je remercie également les membres qui ont voulu constituer le jury.

Je remercie Monsieur Rachid HAMDIDOUCHE, d'avoir proposé ce sujet et de m'avoir encadré, ainsi que tout le corps enseignant de FSTGAT.

J'adresse mes vifs remerciements à Monsieur Mohamed-Rachid FERFERA, Directeur gisements au Laboratoire de Recherche et Développement, de m'avoir facilité la tâche pour l'étude pétrographique. Je remercie aussi les membres du service sédimentologie, Messieurs, El Hadi, Brahim, Kadi, Abd Errezak, et Madame Zohra.

J'adresse mes sincères remerciements à tout mes collègues de la Sonatrach-Exploration notamment, Monsieur Lazher, Abd El Mallek, Boualem, Rédha et M'hend.

Je voudrais remercier les étudiants de la promotion 2012. Messieurs Idir, Salim, et Mesdemoiselles, Samira, Badia et Salima.

Mes remerciements vont loin, à El Hadj Maire de Kerzaz et Monsieur Mbarek pour leur grande hospitalité.

# TABLE DES MATIERES

## AVANT-PROPOS

## SOMMAIRE

### CHAPITRE I : GENERALITES

INTRODUCTION	1
I - 1 - GEOMORPHOLOGIE	1
I - 2 – GEOGRAPHIE	3
I - 3 - HISTORIQUE DES TRAVAUX	3
A - Les travaux géologiques	3
B - Les travaux géophysiques	7
C - Les travaux miniers	7
I - 4 - PORBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE	9
I - 5 - METHODE D'ETUDE	9

### CHAPITRE II : GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE

II - 1 - GEOLOGIE REGIONALE	12
A - Le Craton West Africain	12
B - La plateforme Saharienne	12
II - 2 - GEOLOGIE LOCALE	14
A - Les monts de l'Ougarta	14
B - L'anticlinale de Kerzaz	15
II - 3 - ASPECT STRUCTURAL	16
II - 4 - ASPECT TECTONIQUE	18
II - 5 – STRATIGRAPHIE	19
A - La stratigraphie du Cambrien dans le chaînon de Kerzaz	20
A - 1 - La formation des arkoses de Sebkha El Melah	23
A - 2 - La formation des Quartzites d'Aïn en Néchéa	24
B - Relation Substratum-Cambrien dans le chaînon de Kerzaz	26

C - Age des formations	28
D - Evolution des formations.	30

### **CHAPITRE III : TRAVAUX DE TERRAIN**

III - 1 - LES STRUCTURES TECTONIQUES	31
A - Les plis	31
B - Les diaclases	31
C - Les filons minéralisés	31
D - La schistosité	31
E - Les plans de failles	31
F - Les failles	33
G - Les sismites	33
III - 2 - LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES	33
A - Les stratifications obliques	36
B - Les stratifications obliques peu inclinées	36
C - Les stratifications horizontales	37
D - Les stratifications en auges et en gouttières	37
E - Les tigillites	38
F- Les stratifications ondulées et les rides de courants	39
III - 3 - LES LITHOFACIES RENCONTRES	39
A - Le socle	39
B - Le conglomérat	40
B - 1 - Le conglomérat 1	40
B - 2 - Le conglomérat 2	40
C - Les arkoses rouges violacé	42
D - Les arkoses rouges	44
E - Les arkoses gris à blanche	44
F- Les arkoses brunes claire à jaunâtre	44
G - Les arkoses vertes	44
H - Les quartzites blancs	44

I - Le silt et l'argile	47
J - Le calcaire	47
III - 4 - DESCRIPTION DES COUPES	47
A - Description de la coupe d'Ain Dhobb	47
B - Description de la coupe d' Ain Nechea	53
C - Description de la coupe de Zmila	55

## **CHAPITRE IV : ANALYSE SEQUENTIELLE**

INTRODUCTION	60
IV – 1 – LES LIMITES DE SEQUENCES	60
A - La discordances majeure	60
B - Les discordances mineures	61
C - Découpage séquentiel	61
C - 1 - Le modèle de séquence	64
IV - 2 - DESCRIPTION DES SEQUENCES	66
A - Les séquences de la formation de Sebkhha El Mellah	66
A - 1 - Séquence A.	66
A - 2 - Séquence B	67
A- 3 - Séquence C	67
A - 4 - Séquence D	67
A- 5 - Séquence E	68
B - Les séquences de la formation d'Ain Nechea	68
B -1 - Séquence a	68
B - 2 - Séquence b	69
B - 3 - Séquence c	70
B - 4 - Séquence d	70
IV - 3 - CORRELATION DES COUPES DE TERRAIN	70
Conclusion sur les coupes de terrain	72

## CHAPITRE V : PETROGRAPHIE ET DIAGENESE

V - 1 - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE	78
A - Les constituants	78
A - 1 - Le quartz	78
A - 1 - 1 - Le quartz simple ou monocristallin	79
A - 1 - 2 - Le quartz composite ou polycristallin	79
A - 2 - Les feldspaths	79
A - 3 - Les micas	80
A - 4 - Les fragments de roches	80
A - 5 - Les minéraux lourds	80
B - Les ciments	81
B - 1 - Le ciment siliceux	81
B - 2 - Le ciment argileux	83
B - 3 - Le ciment carbonaté	83
B - 4 - Le ciment chloriteux	84
B - 5 - Le ciment sulfaté	84
B - 6 - Le ciment d'oxyde de fer	84
C - Phénomènes diagénétiques	84
C - 1 - La compaction	86
C - 2 - La dissolution	86
C - 3 - La pression-dissolution	87
C - 4 - La recristallisation	87
C - 5 - La kaolinitisation	87
C - 6 - L'illitisation	88
C - 7 - La corrosion	88
C - 8 - La fissuration	91
Conclusion sur la diagénèse	91
V - 2 – ORIGINE ET NATURE DU MATERIEL	92
A - Source locale	92
B - Source lointaine	92

V - 3 - ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE ET CLIMAT	93
A - L'environnement de dépôts	93
A - 1 - L'environnement de dépôt de la formation des arkoses de Sebkha El Melleh.	93
A - 1 - L'environnement de dépôt de la formation des quartzites d'Ain Nechea.	96
B - Le climat	96

## **CHAPITRE VI : EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SOUS BASSIN DE KERZAZ**

VI - 1 - HERITAGE SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE PANAFRICAIN	98
VI - 2 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SOUS BASSIN DE KERZAZ	99

## **CONCLUSION GENERALE**

Conclusion générale	103
---------------------	-----

Liste des figures.

Bibliographie.

Annexes

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de situation des grands éléments structuraux.	2
Figure 2 : Carte de situation du chaînon de Kerzaz dans la chaîne de l'Ougarta.	4
Figure 3 : Extrait de la carte géologique de Kerzaz.	5
Figure 4 : Carte de situation du Craton West Africain et la plate forme saharienne.	13
Figure 5 : Carte de situation de l'Ougarta et les bassins limitrophes.	13
Figure 6 : Coupe géologique à travers la chaîne de l'Ougarta.	17
Figure 7(a) : Colonne lithostratigraphique type du Paléozoïque de l'Ougarta.	21
Figure 7(b) : Planche des relations substratum-Paléozoïque des différents endroits de l'Ougarta. Le schéma en A est celui de Sebkhah El Mellah.	22
Figure 8 : Photographies montrant l'aspect extérieur des formations cambriennes.	25
Figure 9 : Photographies montrant la discordance de base et les conglomérats.	27
Figure 10 : Ensemble de photographies de A à E, montrant différents plis dans la région.	32
Figure 11(a) : Ensemble de photographies de A à F, montrant des structures tectoniques.	34
Figure 11(b) : Ensemble de photographies de A à F, montrant des structures tectoniques.	35
Figure 12 : Ensemble de photographies de A à E, montrant le faciès conglomératique.	41
Figure 13(a) : Ensemble de photographies de A à D, montrant des faciès rencontrés.	43
Figure 13(b) : Ensemble de photographies de A à D, montrant des faciès rencontrés.	45
Figure 13(c) : Ensemble de photographies de A à F, montrant des faciès rencontrés	46
Figure 14 : Plan de position des coupes de terrain.	48
Figure 15(a) : Ensemble de photographies de A à F, montrant des structures géologiques dans la coupe d'Ain Dhobb.	51
Figure 15(b) : Ensemble de photographies de A à F, montrant des structures géologiques dans la coupe d'Ain Dhobb.	52
Figure 16: Ensemble de photographies de A à F, montrant des structures géologiques dans la coupe d'Ain Nechea.	54
Figure 17(a) : Ensemble de photographies de A à E, montrant des structures géologiques dans la coupe de Zmila.	57
Figure 17(b) : Ensemble de photographies de A à E, montrant des structures géologiques dans la coupe de Zmila.	58

Figure 18(a) : Ensemble de photographies de A à E, montrant les limites entre des faciès rencontrés et entre les bancs.	62
Figure 18(b) : Ensemble de photographies de A à F, montrant les limites entre des faciès rencontrés et entre les bancs.	63
Figure 19 : courbe eustatiques.	65
Figure 20 : Modèle de séquences fluviatiles dans le sous bassin de kerzaz	65
Figure 21 : Log de corrélation des trois coupes de terrain dans le chainon de Kerzaz.	74
Figure 22 : Log de coupe de terrain d'Ain Dhobb dans le chainon de Kerzaz	75
Figure 23 : Log de coupe de terrain d'Ain Nechea dans le chainon de Kerzaz.	76
Figure 24 : Log de coupe de terrain de Zmila dans le chainon de Kerzaz.	77
Figure 25 : Ensemble de microphotographies de A à F montrant les éléments constituant la formation de Sebkha El Mellah.	82
Figure 26 : Ensemble de microphotographies de A à F montrant des ciments dans la formation de Sebkha El Mellah.	85
Figure 27(a) : Ensemble de microphotographies de A à F montrant des phénomènes diagénétiques dans la formation de Sebkha El Mellah.	89
Figure 27(b) : Ensemble de microphotographies de A à F des phénomènes diagénétiques dans la formation de Sebkha El Mellah.	90
Figure 28 (a et b) : Position des sédiments des arkoses de Sebkha El Mellah dans le triangle de classification de Dott, (1964), et de Diekinson, (1979).	94
Figure 29 (a et b) : Position des sédiments des arkoses de d'Ain Nechea dans le triangle de classification de Dott, (1964), et de Diekinson, (1979).	95
Figure 30: Schéma des étapes d'évolution géodynamique et paléogéographique du bassin de l'Ougarta.	97
Tableau des principales caractéristiques géodynamiques du sous bassin de Kerzaz.	102

**CHAPITRE I :**  
**GENERALITES**

## **INTRODUCTION :**

Le chaînon de Kerzaz fût la convoitise depuis des temps lointains, des explorateurs artisanaux des mines de cuivre. Sous le règne du Sultan Iekhal, les vestiges parsemés restent visibles jusqu'à aujourd'hui (excavations, ruines de fours et anciens habitats). Des documents conservés dans la "Zaouia" de Kerzaz attestent de nombreux travaux.

Il est certain que ces explorateurs ont suivi des pistes chamelières, pour atteindre les gisements, ces pistes ont beaucoup aidé les chercheurs de nos jours.

La région d'étude constitue la partie méridionale de la chaîne de l'Ougarta, (figure 1). L'objet de plusieurs études géologiques en raison des qualités exceptionnelles des affleurements qu'elle offre. Elle est formée d'un ensemble de reliefs orientés Nord-Ouest Sud-Est, et s'étend de l'Anti Atlas au Maroc jusqu'aux environs de Reggane en Algérie, sur près de 450 km et large de 120 km. Cette chaîne occupe la partie nord occidentale de la plateforme saharienne.

Le chaînon de Kerzaz occupe une situation géologique particulière, et géodynamique mobile, Il se situe dans la partie sud de la chaîne sur le flanc est du faisceau de la Saoura. Il présente l'unique région des monts de l'Ougarta où les substrats, sédimentaires et volcaniques affleurent. Il a imprimé son rôle en participant dans l'histoire de l'évolution géodynamique de cette chaîne.

## **I - 1 - GEOMORPHOLOGIE :**

La morphologie de l'anticlinal de Kerzaz est semblable à celle des autres structures des monts de l'Ougarta. Cette dernière semble être guidée par la lithologie des terrains, alternativement durs quartzitiques constituant l'ossature et les terrains tendres constituent les plaines, ce qui lui vaut le nom de type appalachien par M. Donzeau, (1971).

Il est représenté par un anticlinal allongé dans la direction nord-ouest sud-est. Il est long de 125 km et large de 45 km. En son centre est déposé Erg El Atchane.

Ses flancs se dressent en falaises abruptes constituées de formations cambriennes et ordoviciennes. Sa pointe nord-ouest se termine par une structure allongée dite "Kraoufi". Une cuvette synclinale s'insère dans la terminaison périclinale sud dite "Hassi Nahia".

La partie nord-est de l'anticlinal abrite le chaînon de Kerzaz, représenté par une Sebkha appelée "Sebkha El Mellah", orientée Nord-Ouest Sud-Est, longue de 50 km et large de 25 km. Le cœur de la sebkha est constitué par des terrains protérozoïques qui affleurent aux rives des cours d'eau qui la jalonnent.

Ils sont couverts, par endroits par des accumulations éoliennes quaternaires (Erg et alluvions) en surfaces presque plates, et quelques lagunes blanches de gypse asséchées par l'évaporation.

Le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Kerzaz est souligné par un accident orienté Nord-Ouest Sud-Est. Oued Saoura longe le flanc est creusé sur un grand accident.

La partie nord est de l'anticlinal est matérialisée par la juxtaposition de structures circulaires qui en font la particularité, ce sont les Djebel Lechehab et Djebel Djoub Etir. La partie sud constituée par des affleurements discontinus, forme la terminaison de la chaîne et son raccordement avec la région du Touat et le Hoggar. ( figure 2 et 3).

Le réseau hydrographique de la région est assuré par oued Saoura et la sebkha, dont l'écoulement est vers le sud. Souvent sec car les précipitations sont peu fréquentes, elles peuvent être instantanément violentes, et provoquent des crues des petits oueds.

Sur la pointe nord de l'anticlinal de Kerzaz se dresse le village de Kerzaz, de 6000 habitants, dont l'activité principale est l'agriculture au tour de cette oasis. Le commerce et l'élevage des dromadaires est une activité secondaire. L'alimentation principale en eau du village est assurée par deux sondages qui pompent l'eau de la nappe phréatique, car la pluviométrie dans cette région n'excède pas quelques millimètres par ans. Une école coranique fait la fierté de ce village la " Zaouia".

## **I - 2 - GEOGRAPHIE :**

Le chaînon de Kerzaz est situé dans l'anticlinal de Kerzaz entre la latitude 29° 00' et 29° 30' Nord et la longitude 01° 00' et 01° 30' Ouest. Il est distant de 360 km vers le Sud de la ville de Bechar. La route nationale n°6, qui relie Bechar à Adrar traverse le village de Kerzaz et longe le flanc est du chaînon.

Dans le vaste domaine de l'Ougarta le chaînon de Kerzaz se localise au Sud-Est de la chaîne, sur le faisceau de la Saoura. Il est limité à l'Est par Erg occidental, à l'Ouest il est limité par Erg El Atchane et Erg Er Raoui qui sépare les deux faisceaux de la chaîne. Le Nord et le Sud sont également limités par les dunes d'Erg El Atchane.

## **I - 3 - HISTORIQUE DES TRAVAUX :**

### **A - Les travaux géologiques :**

Les travaux réalisés directement sur le chaînon de Kerzaz sont rares, mais il a été souvent abordé dans les travaux consacrés à la chaîne de l'Ougarta.

L'exploration géologique dans la région de l'Ougarta a commencé au début du XX<sup>ème</sup> siècle par B.E. Gauthier et E. Hauge, (1903 et 1906), qui signalent la présence de terrains dévoniens dans la Saoura. Puis F. Rey, (1912, 1914), trace les grands traits géologiques de la région.

Après ce sont les géologues universitaires, C. Killian, (1922,1923), fût le premier à décrire les formations paléozoïques au Nord du Hoggar.

A partir de l'années 1920 N. Menchikoff, établit l'échelle détaillée du paléozoïque des grès d'Ougarta et l'âge Cambro-Ordovicien encore utilisée aujourd'hui.

Les travaux qui suivent sont les synthèses collectives réalisées à l'occasion du XIX congrès géologique international à Alger en 1952.

Les efforts de toute une équipe de géologues N. Menchikoff, H. Alimen, A. Poueyto, G. Petter, furent axés essentiellement sur la stratigraphie du Paléozoïque.

Puis ce sont les compagnies pétrolières françaises (SNREPAL, CFPAL et CGG) qui prennent le relais avec une vaste campagne de gravimétrie et de sismique, après la découverte du gisement géant de Hassi Messaoud en 1954 et celui de Hassi R'mel en 1956.

Après l'indépendance l'Algérie a fixé de nouvelles modalités, et a constitué l'Association Coopérative (ASCOOP) en 1965, un accord algéro-français, a vu aussi la découverte de nombreux gisements. Cette coopération amène Gomez Silva et al. (1963), Ph. Legrand, (1961, 1965 et 1966), C. Pareyn, (1960), à affiner la stratigraphie du Paléozoïque.

Lors du deuxième colloque stratigraphique de Paris en 1962, les subdivisions stratigraphiques portant des noms toponymiques, sont admises. Toutefois les travaux récents sont :

M. Chikhaoui, M. Donzeau et Conrade cartographient l'Ougarta au 1/200000 en 1975.

M. Donzeau réalise l'étude du Paléozoïque inférieur du point de vu structural, (1971-1974).

T.Bouima, (1986), réalise une étude sur la typologie des zircons dans le Cambrien inférieur de Rahmani.

L. Remichi, (1987), étudie les roches volcaniques précambriennes et leurs minéralisations dans le Damrane.

B. Serfati et al. ; (1983 à 1987), étudie le Protérozoïque et le Cambrien de la Saoura.

A. Ait Kaci, (1990), étudie la sédimentologie du Cambrien de l'Ougarta.

E.H. Cherfouh, (2002), réalise une étude pétrographique et géochimique des séries basaltiques de Sebkhah El Mellah.

J.F. Ghienne, (2005), en collaboration avec les chercheurs du CRD/Sonatrach ont établi une étude détaillée sur le Cambrien et Ordovicien de l'Ougarta.

J. Fabre (2005), publia un livre sur la géologie du Sahara central et occidental. Une synthèse de ces travaux depuis 1959.

R. Hamdidouche, (2009), étudie l'évolution géodynamique du bassin de l'Ougarta au Paléozoïque.

K. Graine, (2010), a abordé la question de la relation entre les minéralisations et les volcanites dans la chaîne de l'Ougarta.

L. Remichi et al. ; (2012) ont mis en évidence un deuxième type paragénetique pour le cuivre natif, dans la zone de Damrane.

### **B - Les travaux géophysiques :**

Les travaux géophysiques dans la région sont représentés essentiellement par les levés aéro-magnétiques et aéro-gamma-spectrométriques, qui ont été réalisés entre 1969 et 1974 par la compagnie "Aéroservice Corporation".

Bayer et Lesquer, (1978), entreprirent l'étude géophysique en s'intéressant aux anomalies gravimétriques le long de la bordure orientale du Craton Ouest Africain et ce, dans le but d'explorer la géométrie de la suture panafricaine en profondeur. Ils misent en évidence l'existence d'une anomalie positive le long de l'oued Saoura.

D. Takherist et Lesquer, (1989), mettent en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie, concluent qu'au niveau des zones de horsts (Ougarta, Amguid, Idjerane), une partie du flux résiduel est liée au phénomène de réfraction.

D. Takherist, (1990), en utilisant les données gravimétriques et celles de puits, a conclu que la chaîne de l'Ougarta est marquée par un axe positif de direction nord-ouest sud-est flanqué à l'ouest par une vaste anomalie négative correspondant au bassin paléozoïque de Reggane.

D'autres travaux, peu nombreux, en paléomagnétisme ont été effectués dans la région par (Bayou, 1997 ; Derder et al. ; 1997 ; Bayou et al. ; 2001). Toutes ces études, focalisées uniquement sur les ignimbrites de Djebel Bou Kbaïssat, ont été confrontées au phénomène de réaimantation du signal paléomagnétique.

### **C - Les travaux miniers :**

La région a connu une activité de la recherche minière depuis le XVI<sup>e</sup> Siècle. Des vestiges d'exploitation artisanale (excavations, ruines de fours et anciennes habitations) demeurent sur site, dites "les mines du sultan lekhal".

Depuis les années 1940 à 1970, le BRMA, une société française a réalisé des travaux de prospection, a fourni des rapports détaillés, même sur les teneurs et les tonnages des gîtes. (Ben Tadjine, Tacroum, Guelb en Nehass).

A partir de l'années 1970, les entreprises minières algériennes prennent le relais (EREM, puis ORGM). Elles entreprennent des travaux de recherches systématiques, de prospection des travaux de valorisation du gisement qui ont confirmé la présence du cuivre, de l'argent et de la barytine. Les gisements n'ont pas atteint le stade d'exploitation pour des raisons d'absence d'infrastructures routières pour l'acheminement du minerai.

A partir de la fin des années 1980, les études se poursuivent par une équipe algérienne dirigée par Bousmaha et coll, (1986-1989).

Dans l'Ougarta, la plupart des travaux, menés avec l'aide des coopérations soviétiques et polonaises, ont abouti à de très nombreux rapports internes qui représentent des sources d'informations. Ces travaux ont, également aboutit à l'établissement de cartes géologiques au 1/200.000 qui couvrent l'ensemble de la région. Deux d'entre elles sont éditées par l'ORGM (cartes de Sebkha el Mellah et Kerzaz).

Après le départ des équipes étrangères, Mekkaoui, (1992 à 1998), dirigea des travaux pour la prospection du cuivre et de l'argent. Il en a résulté un travail de synthèse sous forme de rapport.

Les travaux se sont poursuivis jusqu'en 2003, date à laquelle la prospection, par l'ORGM, a été close. Actuellement, certaines concessions minières sont concédées, par l'ORGM, à des entreprises algériennes et chinoises.

#### **I - 4 – PROBLEMTIQUE ET BUT DE L’ETUDE:**

Les différentes coupes de terrain du Cambrien relevées par les prédécesseurs dans divers endroits de la chaîne de l’Ougarta, montrent des formations tabulaires. La sédimentation tantôt continentale, tantôt marine présente des différences notables malgré une apparence homogène.

Les différences sont représentées par la relation de ces assises détritiques avec le substratum de nature variée (volcanique, volcano-sédimentaire et/ou sédimentaire). Les différences d’épaisseurs et de faciès sont également des différences notables.

Ceci traduit une paléogéographie contrastée et une dynamique sédimentaire variée.

Ceci est dicté par la position particulière des monts de l’Ougarta à l’aplomb de la zone de suture entre le Craton West Africain et le domaine panafricain continental de l’Afrique de l’ouest.

Cette position à engendré des sous bassins dont le remplissage est relativement différent notamment au Cambrien.

Le sous bassin de Kerzaz occupe la position la plus méridionale et montre des particularités importantes.

Dans cette optique, ce travail se fixe comme objectifs, une étude sédimentologique en essayant de mettre en évidence :

- L’évolution séquentielle à travers trois coupes levées aux itinéraires.
- Inventaire de structures et déformations synsédimentaires.
- Une corrélation à travers le bassin à fin de mettre en évidence la géométrie du substratum et la dynamique sédimentaire.
- Mettre en évidence les facteurs géodynamiques ayant joué un rôle dans son évolution à cette période.

#### **I - 5 - METHODES D’ETUDE :**

Le Cambrien de Kerzaz est azoïque, l’absence de datation dans ces séries ne laissent donc pas un champ d’application à la bio-stratigraphie, quoique près de notre région, le Cambrien de l’Atlas marocain est riche de Trilobites et Acritarches (Viccoli, 2007).

Cette situation nous contraint à combiner les observations, minutieusement sur la lithostratigraphie et la sédimentologie sur le terrain.

L'aide de cartes géologiques, topographiques, des images satellite, les données obtenues de l'étude des lames minces (microfaciès), et surtout les documents de thèses antérieures ont été un outil indispensable.

Les méthodes qui ont été utilisées sont celle classique de la sédimentologie de terrain qui consiste essentiellement :

- Les levés détaillés des séries du Cambrien à l'échelle 1/200.
- Prise de quelques mesures des directions et pendages des couches.
- Prise de photographies d'affleurements et des phénomènes géologiques particuliers.
- Echantillonnage de roches.
- Confection et étude de lames minces.

La nomenclature sédimentologique et les classifications utilisées ont été empruntées aux différents auteurs :

\*La classification des faciès et symboles d'après Miall, (1978).

\*L'analyse séquentielle telle qu'elle a été établie par LOMBARD, (1956), J. DELFAU (1972 et 1984), et N. KAZI-TANI, (1984-1985), et les ingénieurs d'EXONNE, (1977), où la typologie et la hiérarchisation des discontinuités sédimentaires sont bien établies.

\*La classification stratimétrique, Collinson et Thomson, (1982).

\*Classification des sédiments détritiques selon la granulométrie, (Udden-Wentworth).

\*Morphoscopie des grains d'après la charte visuelle de Pettijohn et al. ; (1973).

\*Le triage des éléments d'après la charte de Pettijohn et al. ; (1973).

\*La maturité texturale des sédiments :

Elle est déduite des pourcentages de matériel argileux contenu dans la roche, du triage et de l'arrondi des grains d'après Folk, (1974).

\*Mesure de directions des paléocourants, une étude établie par A. Ait Kaci, converge avec les résultats de l'étude sur les directions des paléocourants des grès de base de la formation Ajjers, et celle de Sebkh El Mellah réalisée par Bœuf et al. ; (1971) et EREM, (Inedit, 1985).

\*Classification des grès :

L'étude réalisée par A. Ait Kaci, (1990), a été réalisée sur quelques échantillons de granulométrie moyenne à partir de l'analyse modale en lames minces au compteur de point, à raison de 2000 à 4000 point par échantillon.

La classification retenue est celle de Dott, (1964), utilisant un diagramme tripolaire Q-F-L : quartz-feldspaths-lithiques(Fragments).

Quelques définitions des termes essentiels:

\*Faciès : dans une approche moderne le faciès est l'ensemble des caractères texturaux, structuraux et les caractères statiques (mesure) entre autre électriques.

\*Lithofaciès : est un objet sédimentaire (Strate, lentille, ect...) défini par une lithologie et une ou des structures sédimentaires, correspondant à une unité de dépôt formé par un processus hydrodynamique par exemple, ou une lithologie et des biostructures associées ou imposées.

\*Séquence de faciès est une unité stratigraphique composée d'une succession de lithofaciès génétiquement liés est limités par des discordances ou concordances corrélatives (Mitchum et al. 1977).

\*Les méga-séquences sont un ensemble de séquence organisé verticalement et /ou évolutives traduisant une position ou une évolution sédimentaire, exemple un système fluviale ou la progradation d'un corps sédimentaire deltaïque.

**CHAPITRE II :**  
**GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE**

## **II - 1 - GEOLOGIE REGIONALE :**

Le chaînon de Kerzaz se situe au milieu d'un ensemble d'éléments structuraux. Il occupe la partie méridionale est de la chaîne de l'Ougarta. Cette chaîne qui forme un arc reliant l'Anti-Atlas au Nord par le bouclier Targui au Sud. Elle forme la bordure nord-est du Craton West Africain et la bordure ouest de la plateforme saharienne, (figure 2 et 5).

L'évolution sédimentaire et géodynamique de ce chaînon au milieu de ces grandes structures, différentes géologiquement et stratigraphiquement est liée à leurs comportements au cours des temps géologiques.

Pour essayer d'étayer son évolution, nous pensons qu'il est utile de faire une description sommaire de ces grands ensembles.

### **A - Le Craton West Africain :**

Il représente la grande unité géologique qui occupe l'Ouest de l'Afrique stable depuis (1.8 à 2 Ma). Dans sa partie septentrionale se dresse le bouclier de Reguibat et dans sa partie méridionale celui de Léo, son centre est une vaste dépression, occupée par le bassin de Taoudéni. Le socle cristallin affleure à la faveur de ces deux boucliers, il est d'âge Protérozoïque et Archéen, Fabre, (2005). Il est recouvert en partie par des sédiments cratoniques subhorizontaux, Trompette, (1973), Dynoux, (1978), Clauer et Dynaux, (1987), Black, (1991). ( figure 4).

A l'Ouest de cet ensemble se dresse la chaîne des Mauritanides, un édifice panafricain réactivé au varisque. A l'Est la chaîne panafricaine du Hoggar.

### **B - La Plateforme Saharienne :**

Le Nord-Ouest de l'Afrique est représenté par deux unités tectoniques majeures :

Au Nord, un tronçon de la chaîne Alpine, (les Maghrébides), et son avant-pays méridional. Le système des Atlas, longent la mer Méditerranée et sépare celle-ci du Sahara au Sud.

La plateforme Saharienne couvre une superficie de plus de huit millions de km<sup>2</sup> et constitue une dalle stable et rigide qui s'étale sur plusieurs pays d'Afrique.

C'est dans ce vaste territoire de la plateforme saharienne qu'on distingue plusieurs zones subsidentes (Bassin) édifiées aux époques Phanérozoïques et remplies avec des sédiments jusqu'à dix km d'épaisseur environ, essentiellement d'âge paléozoïque.

La plateforme saharienne est limitée au Nord par la flexure et suivant des endroits par l'Accident Sud Atlasique ou par la chaîne alpine.

Le substratum est un socle cristallin, légèrement moulé affleurant dans des boucliers du Reguibat au Sud-Ouest et celui de Targui, au Sud-Est. ( figure 4).

La couverture sédimentaire repose en discordance majeure sur le socle cristallin des boucliers suscités. Elle est conservée dans les zones affaissées (bassins) avec des épaisseurs atteignant 8000 m. Le Paléozoïque lui-même est recouvert en discordance majeure par le Méso-Cénozoïque d'épaisseur restreinte de 0 à 830 m.

La chaîne de l'Ougarta se situe sur la bordure nord-ouest de cette plateforme et s'allonge entre l'Anti-Atlas au Nord-Ouest et le bouclier Targui au Sud-Est. Elle est bordée par l'Ouest et le Sud-Ouest des grands bassins de Tindouf et de Reggane, au Sud desquels apparaît le bouclier cristallin de Reguibat. Vers l'Est on rencontre d'abord la cuvette de Sbaa, la voute d'Azzen et puis le bassin de Timimoun.

## **II - 2 - GEOLOGIE LOCALE :**

### **A - Les monts de l'Ougarta :**

Les monts de l'Ougarta sont constitués de terrains précambriens et paléozoïques en forme d'une succession de vastes plis anticlinaux et synclinaux de direction Nord-Ouest Sud-Est.

Les monts de l'Ougarta se situent à l'aplomb de la ligne de suture panafricaine, Donzeau et al. ; (1971) ; Collomb et Donzeau, (1974) ; Fabre, (1976) ; Ait Kaci, (1990), entre deux domaines géologiquement différents, à l'Ouest le Craton West Africain et à l'Est le domaine panafricain représenté par le bouclier Targui et le domaine panafricain de l'Afrique de l'ouest. Vers le Sud-Est les monts de l'Ougarta se raccordent avec le haut fond de Bled El Mass et l'ensellement d'Azzel Matti qui marque la limite entre les bassins de Reggane et celui d'Ahnet.

Vers le Nord les monts se raccordent à l'Anti-Atlas centrale et orientale formant ainsi l'arc Anti-Atlas-Ougarta, M. Donzeau et M. Zellouf, (1973).

Vers le Sud la chaîne s'estompe dans le Touat. Cependant un ensemble de petits chaînons d'extension restreinte affleure au Nord d'Ahnet et constitue des traits d'union avec le Hoggar occidental, R.Hamdidouche, (2009).

Le soubassement dans la région de l'Ougarta est fort bien différent. A l'Ouest, les bassins de Tindouf et de Reggane reposent sur le Craton West Africain, alors qu'à l'Est de la chaîne de

l'Ougarta, la cuvette de Sbaa, la partie ouest du bassin de Timimoun et Ahnet se trouvent sur la chaîne panafricaine et ses molasses.

Le socle de l'Ougarta affleure à la faveur de boutonnière aux cœurs des anticlinaux. On relève au-dessous du Cambrien des formations volcano-sédimentaires surmontée par un volcanisme varié selon les endroits, Fabre, (1976) ; A. Ait Kaci, (1990). Malheureusement il n'existe aucune datation fiable, Ait Kaci, (1990). Cependant ces formations sont considérées comme des molasses de la chaîne panafricaine et attribuées à un Précambrien terminal, Chikhaoui, (1974).

Les formations sédimentaires de l'Ougarta, ont une épaisseur de près de cinq fois supérieure par rapport aux autres secteurs de la plateforme saharienne. Elles se sont développées dans une zone fortement subsidente qui pourrait donc être un bassin lié à l'effondrement de la chaîne qui s'est édifiée à l'aplomb de la suture panafricaine, Donzeau, (1974) ; Collomb et al. ; (1974) ; Hervet et Duée, (1996).

L'ensemble de cette couverture sédimentaire est plissé et présente deux directions majeures de plis, Nord-West Sud-Est dite "Ougartienne" et Est-West, Menchikoff et al. ; (1952); Donzeau, (1972).

### **B - L'anticlinale de Kerzaz :**

L'anticlinal de Kerzaz présente une forme grossièrement elliptique dont l'axe est orienté N 140°, ( figure 3). Il constitue la partie méridionale de la chaîne l'Ougarta.

Cet anticlinal est limité à l'Est par une partie du flanc sud-ouest du bassin de Timimoun et la pointe nord de la vôte d'Azzen. A l'Ouest se trouve un vaste synclinale, recouvert d'un erg dit "Erg Er Raoui" qui s'épare les deux faisceaux de la chaîne, le faisceau de la Saoura et celui de la Daoura. Par le Nord se dressent deux anticlinaux, les djebel Lechheb et Djoub Etir.

Les flancs de cet anticlinal constituent la couverture sédimentaire, formée de puissantes formations paléozoïques en falaises abruptes composées d'arkoses et de quartzites.

Le coin nord-est de l'anticlinale de Kerzaz abrite Sebkhah El Mellah qui constitue le chaînon de Kerzaz. Elle est constituée par un substratum précambrien volcano-détritique en sub-affleurement, au-dessus repose en discordance une couverture détritique d'âge paléozoïque inférieur. Des failles disloquent la régularité de cette structure, l'érosion a évidé le cœur, il n'en demeure qu'une boutonnière circulaire. Le reste est couvert par un erg dit "Erg El tchane", Des cartes aéromagnétiques indiquent que le socle est profond, R.Hamdidouche, (2009).

### **II - 3 - ASPACT STRUCTURALE:**

Le chaînon de Kerzaz se situe dans la partie sud orientale de la chaîne de l'Ougarta, au bout du faisceau de la Saoura. Il est présenté par un anticlinal de même direction que la chaîne. Il est constitué par l'essentiel de Sebkhah El Mellah.

La structure de la chaîne de l'Ougarta ( figure 6), a été déjà abordée par les pionniers, (N. Menchikoff, 1930). Une thèse universitaire est réalisée à ce jour sur la tectonique, Donzeau, (1971). En étudiant les éléments tectoniques (Diaclases, fentes de tensions, flexures, kink-bands et la schistosité) et leurs relations chronologiques avec les déformations, il en a déduit que la chaîne de l'Ougarta, serait une structure plissée d'âge hercynien, formée d'une suite d'anticlinaux et synclinaux disposés en quinconce. Cette disposition de structure en interférence est interprétée classiquement comme le résultat de deux phases de déformation successives.

La direction ougartienne, engendrée par une contrainte orientée Nord-Est Sud-West, est responsable des plis orientés Nord-Ouest Sud-Est. La seconde et la direction Est-West engendrée par une contrainte Nord-Sud est responsable des plis orientés Est-Ouest.

L'âge des plissements est au moins post-stéphanien inférieur pour Menchikoff, (1952) en comparaison avec le bassin de Bechar. Pour Fabre, (1969), il est permien supérieur ou Trias en relation avec le Bassin d'Abadla. Donzeau, (1971, 1983), et Khakhlov, (1981), proposent un modèle où la déformation se produit en une seule phase. Bouima, (1986), fait remarquer que les ondulations qui affectent les axes des plis de direction ougartienne sont rares pour les plis de direction transverses. Il déduit que la direction ougartienne est plus ancienne.

Plus tard s'est individualisée en fin de tectonogénèse une contrainte West-Nord-West Est-Sud-Est, serait responsable des décrochements dextres le long des fractures Nord-Est Sud West, Donzeau et Zellouf, (1973).

Le chaînon de Kerzaz est une structure qui présente les caractéristiques structurales de la chaîne à savoir la même direction Nord-West Sud-Est. Le flanc Est est longé par un grand accident et porte des plis de type coffré de même direction que celle de l'anticlinale en général. Il est affecté par deux accidents qui se rejoignent en formant Sebkhah El Mellah. Le flanc ouest porte des structures du type kink-bands. Ce flanc est également affecté par deux accidents majeurs parallèles orientés Est-Ouest.

## **II - 4 - ASPACT TECTONIQUE :**

Durant l'orogénèse hercynien une chaîne s'est édifiée dite "Ougarta", et accompagné d'injection de roches basiques et ultrabasiques, suivie d'un épisode magmatique calco-alcaline.

La combinaison des événements a affecté la chaîne d'importantes déformations, régit par des mécanismes abordés par plusieurs auteurs.

\* Selon Donzeau, (1971, 1974) et Collomb et Donzeau, (1974), en étudiant la tectonique de la couverture paléozoïque de l'Ougarta, la chaîne serait une structure plissée hercynienne qui présente tous les caractères d'un aulacogène dans définition de Shatsky de 1955.

\*Selon Choubert et Fabre, (1971), Il s'agit plutôt d'une simple dépression intracratonique qui se serait remplie principalement de dépôts paléozoïques, puis a été affectée par la tectonique hercynienne.

\*Selon Donzeau et Zellouf, (1973), Fabre, (1969), l'ensemble plissé de la chaîne hercynienne-Anti-Atlas d'orientation Nord-Est Sud-West et celle de l'Ougarta-Touat d'orientation Nord-West Sud-Est, dessinent un arc bordant le Craton West Africain.

\*Pour Fabre, (1976), la chaîne de l'Ougarta s'est édifiée sur la suture panafricaine l'affrontement des deux blocs effectué à l'aide d'un simple couloir de coulissage senestre sans subduction et après collision sur l'emplacement d'un aulacogène et a suivie trois stades d'évolution.

Une subsidence guidée par les grandes failles du socle, de grands bombements souples accompagnés de plis anticlinaux et synclinaux et une flexuration avec formation de kink-bands.

\*Selon Collomb et Donzeau, (1974), cette tectonique est régie par un mécanisme essentiellement vertical et décrochant.

\*G. Duée et N. Kazi-Tani, (1982), l'existence d'un couloir entre le bouclier Ouest africain et le néo-craton (Bouclier Targui) montre que ce dernier s'est doublé d'un important

décrochement dextre Nord-Est Sud-West ainsi que d'un jeu en extension. N. Kazi-Tani, (1986) les a assimilés à des bassins sur décrochement créés le long de lignes fragiles majeures.

\*Selon Y. Hervouet et G. Duée, (1996), en se basant sur une étude morphostructurale, basée sur l'analyse d'éléments structuraux des images satellitaires, ils concluent que la chaîne d'Ougarta et une chaîne hercynienne chevauchante à faible raccourcissement avec une tectonique de glissement sur des surfaces horizontales. Ils distinguent cinq unités tectoniques, dont l'unité septentrionale est Sebkhia El Mellah et Chegouiga.

\*A. Ait-Kac, (1990) ; Cherfouh, (2002) ; Seddiki, (2004), s'accordent qu'il s'agit d'un rift continental, pour Ait Kaci ce rift est dissymétrique et n'aurait pas pleinement joué en distension mais doit certainement intégrer une part de mouvements coulissants le long des fractures précambriennes.

\* R. Ait Ouali et A. Nedjari, (2006), ont permis de préciser l'occurrence des déformations synsédimentaires, ayant affectés des séries situées à la limite Ordovicien-Silurien et durant le Dévonien supérieur, là un paroxysme tectonique panafricain et varisque essentiellement.

\* R. Hamdidouche, (2009), a bordé l'évolution géodynamique de la région au Paléozoïque, et a dressé un tableau récapitulatif des principales phases de structuration de la chaîne de l'Ougarta depuis la phase panafricaine jusqu'au Mésozoïque. Il conclut que, le bassin de l'Ougarta ne peut être considéré comme un aulacogène. Il présente toutes les caractéristiques d'un rift dissymétrique ouvert à l'aplomb de la suture panafricaine, dont la subsidence s'est uniformisée une fois les inégalités paléotopographiques nivelées par la charge sédimentaire du Cambrien.

## **II - 5 - STRATIGRAPHIE :**

La présence de la chaîne d'Ougarta entre le vieux et stable Craton West Africain et la zone plus jeune et mobile panafricaine mérite une attention particulière quant à l'évolution structurale et sédimentaire de toute la zone. De part sa position, la chaîne de l'Ougarta a enregistré la structuration en ces deux zones qui ont évolué différemment. En effet cesaffleurements riches informations en termes de faciès et d'épaisseurs (figure 7a), ont fait l'objet de plusieurs études.

## **A - La stratigraphie du Cambrien dans chainon de Kerzaz :**

La série stratigraphique de la chaîne de l'Ougarta est principalement représentée par des terrains sédimentaires paléozoïques qui s'échelonnent entre le Cambrien et le Dévonien. C'est une épaisse série plissée, à dominante terrigène, argilo-gréseuse et carbonatée. Cette série repose en discordance sur le Précambrien, volcano-sédimentaire par l'intermédiaire d'une surface d'érosion bien marquée, Fabre, (1976).

Le Précambrien affleure à la faveur des boutonnières au cœur des anticlinaux (N. Menchikoff, (1930, 1933) ; Poueyto, (1952) ; M. Chikhaoui, (1974) ; M. Donzeau, (1971) ; Fabre, (1976) ; T.Bouima, (1986) ; Remichi, (1987) ; Aït Kaci, (1990) ; Hervouet et Duée, (1996) ; R. Hamdidouche et R. Aït Ouali, (2009).

Les travaux de synthèses collectives réalisées à l'occasion du XIX congrès géologique international à Alger en 1952, ont adopté un log synthétique du Paléozoïque. Il est revu par F. Arbey et Gomez-Silva, (1962) où le Cambrien a été défini dans le faisceau de la Saoura au cours d'un essai de nomenclature lithostratigraphique du Camro-Ordovicien saharien (Colloque des compagnies pétrolières 1962).

Par la suite de la séquence stratigraphique complète, a été adopté. Il s'agit d'un découpage stratigraphique en système d'unités et de formations qui portent des noms toponymiques.

Quelques ajustements ont été récemment introduits dans certaines unités spécifiques sans pour autant changer l'ordre global notamment dans l'Ordovicien, Nedjari et al. ; (2003) ; Ait Ouali et Nedjari, (2006) ; Ghienne et al. ; (2007) ; Hamdidouche, (2009) ; Hamdidouche et Aït Ouali, (2009).

En effet, au niveau de toute la chaîne et suivant cet ordre, la succession des dépôts sédimentaires inférieurs commence par **la formation arkosique de Sebkhah El Mellah** et celle **des quartzites de Ain Nechea** attribuées au seul "Cambrien" qui est constitué de formations quartzitiques, gréseuses et des passages d'argiles.

Toutefois, le premier niveau paléontologiquement daté est celui des argiles du Tremadocien. Des travaux antérieurs de Gomez-Silva, (1963) ; Arbey, (1968) et Fabre, (1976) ont montré qu'au dessus des arkoses, rapportées au Cambrien inférieur du Tafilalt de l'Anti-Atlas marocain, viennent les grés et les quartzites de Ain Néchéa argilo-gréseuse à tigillites suivis d'une série fossilisée (moules, des lingules, traces d'annélides) la dalle à lingules.

Dans les monts d'Ougarta, les formations sont réputées azoïques. Dans la région de Boukaïs, le Cambrien est signalé par Menchikoff, (1945), puis du Dresnay et Hupé, (1953). Il est décrit

comme « un ensemble supra-volcanique comprenant le passage classique au Cambrien moyen, par la brèche à Micmaca. »

Pour Aït Kaci, (1990), de même que pour Hamdidouche, (2009), le Cambrien " présumé " débute, par endroits, par des conglomérats surmontés par des arkoses (formation de Sebkhah el Mellah) suivie par des quartzites (formation d'Aïn en Néchéa).

### **A - 1 - La formation des arkoses de Sebkhah El Mellah :** (Figure 8a et 8c)

Cette formation est constituée d'un ensemble détritique composé d'arkoses variées.

Elle est composée à la base d'arkoses gris sombre à blanc, très grossières à microconglomératiques friables. Ces arkoses ont une texture massive chaotique, et présentent sur la surface des structures en gouttières très larges peu visibles. On rencontre souvent des galets du socle de différente taille incrustés dans la partie basale de cette formation qui fait 45 m d'épaisseur en moyenne.

Cette formation, comprend aussi un empilement de masses rouges lenticulaires et arrondies intercalées de bancs décimétriques d'arkose gris sombre. Les masses lenticulaires sont constituées d'arkoses rouges très grossières à grossières. Les grains sont anguleux à subanguleux généralement mal classés.

Elles se présentent en lentilles métriques à base ravinante et sommet ferrugineux. Les structures sédimentaires sont peu visibles à la base, devenant nettes vers le haut. Ce sont des stratifications en auges, puis des obliques planes et des obliques courbes. Vers leurs sommets on rencontre parfois des stratifications obliques et parfois ondulées. L'épaisseur de ces masses lenticulaires empilées atteint 30 m d'épaisseur.

Des arkoses moyennes à grossières rouges bruns, parfois vertes peu dures à friables. Les grains sont subanguleux, moyennement à mal classés. Des intercalations sporadiques d'arkoses lenticulaires rouges et quelques bancs d'arkose gris sombre. Ces arkoses rouges bruns sont silteuses et très micacées, à laminations millimétriques à centimétriques, souvent obliques planes et obliques courbes. Elles se présentent en bancs dépassant rarement un mètre, mais font 40 m d'épaisseur totale.

Des arkoses fines à moyennes, de couleur gris-claire devenant blancs. Elles sont dures, très silteuses, et portent des stratifications horizontales planes et des horizontales peu pentues et parfois entrecroisées. Aux sommets de certains bancs on distingue des ondulations ou des rides de courant. Elles se présentent en bancs décimétriques à centimétriques devenant de plus en plus nombreux vers le haut. Elles forment les derniers 60 m de cette formation.

Tout ces arkoses sont composées essentiellement de quartz, peu de feldpaths et de micas avec des ciments argilo-carbonate et siliceux. L'épaisseur moyenne de cette formation est de 300 m. Cette formation peut être attribuée au Cambrien inférieur par analogie de faciès avec le Cambrien de l'Anti Atlas, Destombes, (1963) et Ait Kaci, (1990).

#### **A - 2 - La formation des Quartzites d'Aïn en Nechea : (Figure 8b)**

Cette formation est constituée de deux ensemble quartzitique qui sont les d'arkose vertes et les quartzites blancs.

Elle se présente en barres massives dures en alternance avec des combes moins dures. Les barres sont composées de quartzites blancs en bancs d'épaisseur décimétrique et métrique. Les bancs sont différenciés par un joint mince d'un matériel un peu grossier. Parfois ils sont superposés et forment une barre tabulaire puissante, souvent très fracturée. Quelques bancs isolés sont riche en scolithes. Les bancs présentent des stratifications horizontales peu visibles.

Des bancs centimétriques d'arkoses vertes s'intercalent dans les barres quartzitiques et différencient la stratocroissance.

Petrographiquement les barres sont formées de quartzite blanc associer parfois à de la calcite et de la muscovite, le ciment est formé de la silice primaire et secondaire.

Les combes sont constituées généralement d'arkoses vertes fines à moyennes peu dures. Elles présentent des stratifications obliques planes en feuillets.

Elles se présentent en bancs centimétriques et décimétriques. Les bancs sont parfois empilés sur une épaisseur de 20 m. Les bancs sont différenciés par un mince joint de silt blanc ou d'argile verte de 1 à 2 cm.

La composition pétrographique de ces arkoses est à dominance de quartz, avec des feldpaths et des plagioclases. La forme des grains est subanguleuse à subarrondie, le classement est moyen. Les ciments sont le siliceux dominant et argileux.

Dans les derniers mètres de cette formation, se trouve un niveau nommé "dalle à Lingules". Il s'agit d'un niveau riche en débris de brachiopodes, de fragments phosphatés et de microconglomérats. Ce niveau est d'importance régionale, car daté Trémadocien et marque la fin du Cambrien. L'épaisseur moyenne de cette formation barres et combes comprises atteint 350 m. Cette formation est attribuée au Cambrien moyen. Certains auteurs attribuent sa partie sommitale au Cambrien supérieur.

## **B - Relation Substratum-Cambrien dans le chaînon de Kerzaz : (Figure 7b)**

Le socle a été rencontré sur le terrain, dans la partie nord et sud de Sebkha El Mellah. Il est représenté pratiquement par les mêmes faciès, à l'exception de rares différences.

\*Dans la partie nord de Sabkha El Mellah : (Figure 9, photo A).

Le socle affleure dans l'oued qui traverse l'anticlinale de Kerzaz. Les affleurements sont discontinus. Ils se présentent en petits talus massif, parfois en ras du sol. Ils sont souvent couverts par les dépôts quaternaires.

Les affleurements sont représentés par un flysch rouge à pourpre, formé de grauwacks. Ce sont des éléments détritiques de grès fins en association avec des éléments volcaniques fins. Ces grauwacks s'alternent avec des lits minces de pelites à granulométrie très fines.

La surface l'affleurement présente des rides de courants et des fractures intenses. Parfois une schistosité diffuse intense.

Dans les entailles des rives de l'oued, au dessus de ce substratum affleure un conglomérat préservé de l'érosion. Il se présente souvent en brèches conglomératiques de différentes tailles et parfois par des galets dégagés. Ce conglomérat repose sur le socle par l'intermédiaire d'un niveau d'altération de couleur blanche qui marque la discordance de base.

Ce conglomérat est polygénique, formé de galet de nature variée, à majorité quartzitique.

Les blocs sont de quartz, quartzites et roches volcaniques. La taille varie de 2 cm à 25cm avec des formes très arrondis et subarrondis. La matrice est dominante, composée d'éléments fin et grossiers de sable, d'arkoses rouge et de divers débris provenant des roches volcaniques et du substratum. Elle forme un ciment dur.

\*Dans la partie sud de Sebkha El Mellah : (Figure 9, photo B).

L'affleurement du socle est très étendu, avec un aspect massif très fracturé. Il affleure aussi en formation détritique monotones à même le sol, avec un aspect extérieur très déformé par le passage d'un accident. Son épaisseur est importante.

Il est formé de deux types de flysch. Le flysch rouge à violet dont la surface présente des rides de courants et des diaclases intenses. L'aspect extérieur du second affleurement présente une schistosité diffuse.

Le second flysch est de couleur vert avec le même aspect extérieure que le premier. Il coupe le flysch rouge, parfois il se dépose au dessus en reliques. Le flysch vert est à dominance de grauwacks fin, riche en quartz à ciment carbonaté.

La composition du flysch rouge est pratiquement la même que celle du flysch rencontré au Nord.

Sur ce substratum se dépose un conglomérat de couleur rouge brun. Il se présente en galet isolés et parsemés. Ce conglomérat marque une discordance entre le socle et les formations sus-jacentes.

C'est un conglomérat polygénique formé de galets dégagés, posés sur une surface relativement plate. Il présente parfois des niveaux décimétriques discontinus à galets portants en alternance avec des arkoses rouges grossières. Les éléments de ce conglomérat sont remaniés dans la formation sus-jacente sur une grande hauteur.

Les éléments sont formés de quartz et de quartzite à majorité et de galets de rhyolites, andésites et du socle. La taille des galets varie de 2 cm à 6 cm, avec une forme très arrondis et émoussée dite en "œufs de pigeons". Ces formes indiquent que les galets ont subi un façonnement éolien pendant longtemps.

Dans les affleurements en niveaux, les galets sont maintenus par une faible matrice de nature arkosique fine et des éléments du socle très fins.

\*Le Cambrien dans le chaînon de Kerzaz repose sur le substratum par l'intermédiaire d'un mince niveau conglomératique décimétrique qui atteint rarement un mètre, sa base est presque parfaitement plane. C'est un conglomérat polygénique à élément de quartz, de roches volcaniques et d'éléments remaniés du socle sous-jacent. La taille des éléments est variable elle va 2, 3 cm à 20 cm, bien arrondis parfois en forme tétraédriques et des arêtes émoussées, dites "dreikanter" par Arbey et Caby, (1966), assimilés aux regs récents. Ce conglomérat a son tour reposent sur le socle déformé sur une surface relativement plate, c'est la discordance angulaire de base. Elle marque le passage entre deux ères différentes.

### **C - L'âge des formations :**

Depuis les travaux de C.Kilian, (1922, 1923) et ceux de Menchikoff, (1928, 1930, 1952), les séries gréseuses et grésos-argileuses appelées "grès inférieurs", situées stratigraphiquement entre le Protérozoïque et le Ghotlandien (Silurien argileux à graptolites) sont rapportées au Cambro-Ordovicien. Poueyto, (1957) et Arby, (1962), confirment la limite inférieure de l'Ordovicien après la découverte des fossiles (lingules) dans un niveau de quartzites dite "la Dalle à lingules", attribuée à un âge Trémadocien inférieur, plus ou moins admis.

La série inférieure des grès a été attribuée au Cambrien inférieur, après l'avoir assimilée à la zone du Précambrien III de Choubert, (1963). Cette zone a livré des fossiles (Archéocyates et Trilobites) du Cambrien inférieur (Hupé, 1952). Ces deux régions limitrophes, considérées géologiquement similaires.

Ait Kaci, (1990), met en cause la limite supérieure du Cambrien, et fait remarquer que la dalle à lingules ne peut être considérée comme une limite stratigraphique du passage à l'Ordovicien. Il a trouvé que dans le faisceau de la Daoura cette dalle est un faciès qui se répète un certain nombre de fois. Dans son étude consacrée au "Cambrien" des monts d'Ougarta, il rappelle, que ce système est en effet attribué par convention et comparaison avec la géologie de l'Anti-Atlas et adjoint le qualificatif de "présumé" au Cambrien.

Les géologues pétroliers (Gomez Silva et al., 1963) admettent, eux aussi, que l'âge des formations de Sebkhah el Melah et d'Aïn en Néchéa, n'est déduit que sur des hypothèses" et soulignent que "pour le Cambrien", il n'existe pas "de données suffisantes pour fournir une hypothèse solide".

D'après les travaux sur l'Ougarta d'Arby et Caby, (1962) et ceux de Ph.Legrand, (1974), en se basant sur la mise au point de J. Destombes, (1963), pour la partie méridionale et orientale du Tafilalt (Maroc) où le Cambrien est daté. Les formations Cambriennes de l'Ougarta correspondraient au Cambrien moyen du Maroc oriental.

J.Fabre, (1983 et 2005), en s'exprimant sur l'âge de la surface infra-tassilienne, souligne qu'à Daoura la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah est d'âge cambrien inférieur et au Bled El Mass les couches de base sont d'âge Trémadocien, elles ne sont pas datées dans les Tassilis.

T.Bouima, (1986), dans ses travaux sur la sédimentologie et les minéralisations associées dans la région de Bentadjine, a attribué l'âge Cambrien inférieur à la formation de Sebkhah El Mellah et la série rouge au dessous, alors que la formation des Quartzites d'Aïn Nechea a été attribuée au Cambrien supérieur en utilisant les travaux de Beaudet.

R.Hamdidouche, (2009), dans son étude géodynamique sur le bassin de l'Ougarta, a attribué l'âge cambrien moyen au membre inférieur et cambrien supérieur au membre supérieur de la coupe levée à Boukbaisset.

Un groupe de géologue dont J.F.Ghienne, (2007) ont réalisé un levé de coupes, le long du bassin de l'Ougarta et l'ont corrélaté avec celle de l'Anti Atlas Marocain. La coupe levée à Sebkhah El Mellah a portée l'âge cambrien inférieur pour la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah, et l'âge cambrien moyen et supérieur pour la formation des Quartzites d'Aïn Nechea. En se basant sur des caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques.

Tableau des nomenclatures et les relations stratigraphiques et lithologiques des terrains cambriens d'après les différents auteurs :

	<i>Ensembles</i>	<i>Formation</i>	<i>Ait Kaci 1990</i>	<i>Bouima 1987</i>	<i>Vecolli 2007</i>
<b>CAMBRIEN</b>	<i>Deuxième crête</i>	<i>Quartzite de Ain Nechea</i>	<i>Cambrien présume sous le Trémadocien inférieur. Daté et des analogies de faciès avec les régions voisines (Maider, Tafilalt) et les travaux de Descombes 1963.</i>		<i>Cambrien supérieur (Acritarches)</i>
	<i>Première crête</i>	<i>Arkoses de Sebkhah el Mellah</i>		<i>Cambrien inférieur d'après une datation non publiée de Beaudet.</i>	<i>Cambrien moyen (Acritarches)</i>

#### **D- Evolution des formations :**

Il est admis par les auteurs que le Paléozoïque a commencé à se déposer dans les monts de l'Ougarta au Cambrien inférieur, dans Bled El Mass vers la fin du Cambrien moyen et à l'Ordovicien dans l'Ahnet. Ce qui montre l'évolution décroissante de l'épaisseur vers le Sud. Les corrélations dans les formations cambriennes établies par Ait Kaci, ont montré que l'épaisseur de la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah diminue du Sud vers le Nord et disparaît complètement vers le Nord l'Ouest. La formation des quartzites d'Ain Nechea est complète à Sebkhah El Mellah, alors qu'à Daoura sa base disparaît. Ceci montre l'existence d'un seuil qui s'épare les deux faisceaux des monts de l'Ougarta.

R. Hamdiddouche, (2009), a montré le caractère tectonique local de ces formations au Sud de Sebkhah El Mellah au lieu dit "Cote 15". Il signale la présence de slumps aux sommets des deux formations et des brèches à la base de la formation des quartzites d'Ain Nechea.

Il relève trois membres ferrugineux à la base de la formation de Sebkhah El Mellah au lieu de chenaux à Boukbeissat. Il a montré que la première formation ordovicienne repose en discordance sur le cambrien et a une épaisseur très réduite.

**CHAPITRE III :**  
**TRAVAUX DE TERRAIN**

### **III - 1 - LES STRUCTURES TECTONIQUES :**

Les structures tectoniques observées sur le terrain sont :

**A - Les plis :** ( figure 10, photo de A à E).

Dans l'anticlinal de Kerzaz, de nombreux plis de dimension métrique affectent la couverture cambrienne à différents niveaux. Ce sont deux familles de plis de direction Nord-Ouest Sud-Est et Est-Ouest. Ces directions sont associées aux directions des grands plis et accidents qui forment la chaîne de l'Ougarta. La chronologie des événements qui ont affectés la région donne un âge hercynien tardif à ces plis.

**B - Les diaclases :** ( figure 11b, photo A, C, E et F).

Le socle précambrien et les formations cambrien sont intensément affectés par des fractures ou joints verticaux toujours perpendiculaires aux bancs. L'analyse de ces diaclases par plusieurs auteurs, conclue qu'ils sont des joints de distension liés à deux directions de plissements majeurs diachrones dans l'Ougarta. La première N 140°E et la seconde N 105°E.

**C - Les filons minéralisés :** ( figure 11a, photo D).

Les minéralisations sont en quartz, calcite, carbonates et fer. Ils suivent généralement les diaclases et sont de moyenne extension. Ils se localisent aussi aux zones de broyage des accidents et forment des brèches. Ils sont formés en majorité par la circulation des fluides hydrothermaux des épisodes volcaniques.

**D - La schistosité :** ( figure 11a, photo C).

La schistosité est de fracture très diffuse. Elle reste concentrée dans les formations précambriennes. Une schistosité très intense observée, dans le socle représenté par les flyschs verts et rouges. Les plans de schistosité sont parallèles aux plans de plis de direction sud-méridienne N 340° E, impliquant la contrainte perpendiculaire à cette direction, soit NE-SW.

**E - Les plans de failles :** ( figure 11a, photo E et F), ( figure 11b, photo B et D).

Plusieurs plans de failles ont été observés. Ils affectent plusieurs niveaux des arkoses et les quartzites du Cambrien. Se sont des plans subhorizontaux à horizontaux, ils suivent généralement le sens du pendage des couches. Ces plans portent des marques de stries qui

indiquent le sens du mouvement. Les plans sont de petites dimensions ce qui marque leurs localisation.

L'interprétation montre que se sont des plans de glissement des bancs les uns sur autres, provoqués par léger basculement juste après le dépôt dû à des mouvements verticaux locaux dans la zone. Juste à quelques kilomètres au Sud de la zone d'étude des structures de glissement (slumps) ont été observées. Haddoum et al. ; (2003) rattache cette tectonique à des mouvements récents fini-permien.

#### **F - Les failles :**

Les failles n'ont été observées que sur des petits tronçons où elles marquent le décalage des bancs. Elles sont souvent cachées par les recouvrements. Les zones de broyages bréchifiées témoignent de leurs présences. Par contre plusieurs microfailles synsédimentaires sont observées généralement dans les faciès fins.

#### **G – Les sismites : ( figure 11a, photo A et B).**

Ce sont des structures un peu particulières qui ont été observés dans la partie terminale des arkoses de Sebkhah El Mellah. Un niveau métrique isolé affecté intensément par une déformation, et encadré par des bancs non déformés. Il s'étend latéralement sur des dizaines de mètres. Elles sont considérées comme des déformations au moment du dépôt lorsqu'il est encore gorgé d'eau. Elles sont provoquées par un écoulement de berge, Tuner et Monro. (1987), soit par un choc sismique, Stewart. (1988).

Ces déformations plicatives témoignent du caractère synsédimentaire d'une tectonique très localisée.

### **III - 2 - LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES :**

Les structures sédimentaires sont de véritables empreintes, des conditions hydrodynamiques qui ont régnés lors du dépôt. Elles permettent de caractériser plusieurs types de faciès dont l'organisation en séquences révèle l'évolution de ces conditions et par conséquent l'environnement. Les litages sont des structures sédimentaires de base, ils sont utilisés pour désigner la disposition des couches et sont un des critères d'identification de l'origine sédimentaire.

Dans les arkoses du Cambrien de Sebkha El Mellah, on distingue deux unités lithologiques. Une petite unité de base représentée par des arkoses homogènes massives sans structures sédimentaires où les structures sont rares très peu visibles ( figure 13a photo C et D), et une grande unité à structures sédimentaires très marquées bien visibles.

Les structures sédimentaires observées sont :

**A - Les stratifications obliques :** ( figure 13b, photo C et D).

Ces structures sédimentaires sont observées dans les deux formations du Cambrien avec une proportion de 50% dans chaque formation. Elles se répartissent sur toute la hauteur de la série et caractérisent les formations cambriennes.

Dans la formation des arkoses de Sebkha El Mellah, elles se localisent à la base et vers le milieu de la formation. Au sommet elles sont rares. Dans la formation des quartzites d'Ain Nechea, elles sont majoritaires, et se déposent en alternance avec les barres de quartzites.

Ce sont des stratifications tangentielles obliques planes et obliques arquées, avec un pendage de 30° à 60°. Elles caractérisent la moitié des faciès. Elles sont formées d'un empilement successif de nappes de sables, s'éparées par des surfaces avec un élément de sable un peu grossier. A l'intérieur de chaque nappe le litage oblique est bien visible, en forme de feuillets alternativement clairs et sombres. L'épaisseur des feuillets varie de quelques millimètres à 2 ou 3 centimètres.

Ils existent deux types. Des stratifications obliques et obliques arquées à feuillets épais rencontrés dans les arkoses grossières et moyennes rouges brun et celles qui virent à la couleur jaune fauve. L'autre type est les stratifications obliques planes à feuille minces, rencontrées dans les arkoses vertes moyennes.

Il a été constaté que l'orientation de ces plans de stratifications sont déterminés par des courants dominants qui ont régit au moment du dépôt, et le transfert de ces dépôts a vraisemblablement nécessité l'existence périodique de courants assez forts avec prédominance d'un régime hydrodynamique turbulent.

**B - Les stratifications obliques peu inclinées :** ( figure 13b, photo B).

Ces structures sédimentaires sont observées dans les deux formations du Cambrien. Dans la formation de Sebkha El Mellah, elles se localisent au sommet, alors qu'à la base elles sont rares. Dans la formation des quartzites d'Ain Nechea, elles se localisent à la base avec une faible proportion.

Elles sont toujours associées aux stratifications horizontales, l'ensemble assimilé dans un certain cas rencontrés aux stratifications entrecroisées, quant elles sont inclinées dans les deux sens où les litages sont entrecoupés. Elles représentent un pendage faible de 5° à 10°, elles caractérisent 5% des faciès.

Elles sont également formées d'empilements de lits de matériel fins, généralement sable et silt en alternance et en feuillets très minces de quelques millimètres d'épaisseurs. Les feuillets montrent les plans de stratifications peu inclinés. Elles se localisent dans les arkoses moyennes à fines de couleur blanche et parfois sombre, représentées en barres et même on peut les voir dans les barres quartzitiques. Le faible pendage des plans de ces stratifications traduit un environnement calme à faible énergie.

### **C - Les stratifications horizontales :** ( figure 13b, photo B et C).

Ces structures sédimentaires sont observées dans les deux formations du Cambrien et sont associées aux structures précédentes, les stratifications horizontales peu inclinées. Elles se localisent alors dans les mêmes niveaux mais avec une proportion légèrement supérieure de ces dernières.

Elles sont formées de lamines fines de 2 à 5 millimètres et des laminations très épaisses jusqu'à 3 centimètres, empilées en nappes décimétriques à métriques. Elles caractérisent 10% faciès. Souvent les ensembles de nappes de laminations sont séparées par des surfaces de discontinuités traduites par un élément grossier. Dans la plus part des cas l'élément grossier est altéré ou disparu sur deux à trois centimètre de profondeur dans le sédiment laissant une sorte de fente horizontale.

Ces structures sont pratiquement associées aux arkoses grises fines et moyennes tabulaires, dans les barres de quartzites sont rares et légèrement visibles.

Les plans de stratifications sont horizontaux traduisant un environnement calme à faible énergie.

### **D - Les stratifications en auges ou en gouttières :**

Ces structures sédimentaires sont observées dans la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah seulement. Elles se localisent de la base jusqu'au deux tiers de la hauteur de la formation en alternance avec les autres structures. Elles caractérisent surtout les chenaux fluviaux.

Elles sont surtout associées aux faciès grossiers. Les arkoses rouges grossières à très grossières parfois microconglomératiques. Les observations sur le terrain ont montrés que les répartitions de ces stratifications, font partie d'unités sédimentaires de grandes dimensions appelées gouttières. Elles caractérisent 15% des faciès.

Les stratifications sont formées également d'alternance de lits grossiers et très grossiers de matériel sableux empilé en unité métrique de forme lenticulaire très allongée. Les unités lenticulaires sont disposées horizontalement et superposées, s'éparés par des surfaces courbes et irrégulières, se sont des surfaces d'érosion de creusement des chenaux. Les lentilles sont le remplissage des chenaux. Le contact entre les lentilles est courbe, elles sont emboîtées.

### **E - Les tigillites :** ( figure 13c, photo A et B).

Les tigillites sont observées dans la formation des quartzites d'Ain Nechea, dans les barres quartzitiques seulement. Elles se localisent dans plusieurs niveaux isolés, avec une répartition verticale variables. Décimétrique, métriques à pluri métrique vers le sommet de la formation. Désignées sous le nom de Scolithes, appelées couramment tigillites au sahara. Les tentatives d'explication de la nature des tigillites sont variées et nombreuses.

- Traces de pistes d'organismes.
- Moules d'algues.
- Phénomène physique du type, tube de dégagement gazeux.

Ces hypothèses se sont basées sur :

- Leur position dans les sédiments, la verticalité.
- Leur localisation dans les dépôts différent, part conséquent un plan écologique différent.

Elles se présentent sous forme de traces de tubes lisses ou annelés, généralement verticaux ou sub-verticuaux. Leurs diamètres sont de quelques millimètres à deux centimètres, uniforme sur toute la longueur qui varie de quelques centimètres à deux ou trois décimètres.

Ces traces fossiles sont classées actuellement dans l'Ichnogène, *SKHOLITES*, Haldman 1840. L'Ichnoespèce type, étant *SKOLITHOS Linearis*, Haldman.1840.

Les scolithes sont habituellement décrites dans les zones littorales sableuses, associées à d'autres traces. Leurs biotopes est marins de faibles profondeurs, tidal dans beaucoup de cas, et actuellement fluviatile dans certains cas de l'Ordovicien et le Silurien, Beuf et al. Cotter. 1983.

Un faciès particulier de tigillites a été observé, représenté par une concentration intense du nombre de tigillites dans les quartzites. Une observation sur les surfaces des bancs de

quartzites, les tigillites apparaissent en petits cercles rougeâtres très serrés les uns aux autres. Certaines surfaces exposées ont subi la disparition partielle des quartzites par l'érosion alors que les tigillites ont subsisté debout comme des clous d'où l'appellation du faciès quartzites cloutés.

#### **F - Stratifications ondulées et les rides de courants :**

Ces structures ne sont observées que dans la formation des arkoses de Sebkhâ El Mellah.

Les stratifications ondulées et les rides de courants sont rarement observées dans les coupes de terrains de notre région. Elles se localisent aux sommets des faciès à stratifications horizontales et parfois au milieu des faciès à stratification en auges.

Elles sont formées de la même manière que les autres stratifications. Elles se présentent sous forme d'alternance des feuillets sombres et clairs, toutefois elles présentent une forme géométrique des lits différente. Les lits suivent soit des ondulations symétriques, soit des rides asymétriques et se localisent dans des niveaux à faible épaisseur souvent sur les niveaux à stratifications horizontales. Elles traduisent une reprise de la sédimentation avec un courant assez fort après une accalmie.

### **III - 3 - LES LITHOFACIES RENCONTRES :**

La description détaillée des coupes, basée sur l'observation sur terrain des lithofaciès et des structures sédimentaires ( figure 12, 13a,13b et 13c), ont permis de reconnaître dix lithofaciès. Ces lithofaciès inventoriés ont été classés à partir de leur texture et leurs structures sédimentaires dominantes selon le code de Miall (1978).

Un code de classification des faciès des ensembles sédimentaires continentaux à partir de plusieurs critères. (Lithologie, granulométrie, structures sédimentaires et hydrodynamisme). Ce code compte douze faciès.

La description des faciès a été établie suivant une chronologie de l'apparition des faciès, soit de la base vers le sommet des coupes. Les lithofaciès observés sont :

#### **A - Le socle :**

Constitué d'un faciès volcano-sédimentaire, composé essentiellement de deux formations. Les flyschs rouges et les flyschs verts. Les différents auteurs ont admis que ce socle est daté Précambrien. Bien décrit dans une publication par Caby, (2010). Décrit page 24 dans le chapitre stratigraphie, paragraphe (Relation Substatum-Cambrien dans le chaînon de Kerzaz).

## **B - Les conglomérats :**

### **B - 1 - Le conglomérat 1 :** ( Figure 12, photo A, B et C).

Ce conglomérat souligne une discordance majeure, entre le socle et les formations sédimentaires sus-jacentes. Il a une teinte brune rougeâtre. Il se présente souvent en galets dégagés parsemés sur le sable.

C'est un conglomérat polygénique formé de galets isolés posés sur une surface relativement plate. A l'affleurement il présente une certaine organisation en niveaux conglomératiques à galets portants. Il forme des niveaux décimétriques discontinus, ne dépassant pas un mètre associés à de minces passées d'arkoses rouges très grossières à éléments microconglomératiques.

Les caractéristiques de ces conglomérats diffèrent de ceux de la formation sus-jacentes dans laquelle les éléments sont parsemé et remaniés sur une longueur de 20 mètres.

Les éléments son formés de galets de quartz et de quartzites à 80%, des roches volcaniques rhyolites et andésites à 10%, et des éléments du socle sous jacent à 10%. La taille moyenne des galets est de 2 cm, elle atteint 6 cm exceptionnellement. Ils ont une forme très arrondie dite en "œuf de pigeon" par Caby. (1966). Certains galets ont une forme tétraédrique avec des arrêtes émoussées.

Ces formes indiquent que les galets ont subit un façonnement éolien sous les climats chauds et arides en absence de végétation pendant une longue durée.

Les galets sont liés par une faible matrice à éléments microconglomératiques composé de grauwack et des débris du socle, mais dans la plus part du temps elle est formée de débris arkosique, légèrement altérée en argiles.

On peu considérer ce sédiment composé de gros éléments qui, n'ont dû subir aucun transport et des éléments fin triés, comme un ancien reg fossile par analogie avec les regs actuels, Beuf, (1971).

Les différences de l'intensité des plissements, les séries sédimentaires moins plissées que le socle indiquent la fin de l'orogénèse et ce conglomérat s'est déposé dans les reliefs résiduels et est comparé aux molasses post orogéniques.

### **B - 2 - Le conglomérat 2 :** ( figure 12, photo D et E).

Ce conglomérat a la même signature structurale que le précédent. Ce conglomérat affleure à même le sol en alternance avec les auréoles du socle. Il se présente en galets isolés et lentilles

conglomératiques de différentes tailles au milieu d'une matrice sableuse. Il ne reste que quelques niveaux préservés dans les entailles des rives des oueds.

Ce conglomérat repose sur le socle par l'intermédiaire d'une surface érosive matérialisée par un niveau d'altération de couleur blanche épais de 2 à 3 cm.

Il s'agit d'un conglomérat polygénique à matrice portante, à faible proportion des galets. Les galets qui constitue ce faciès ne montrent aucune orientation particulière ni organisation verticale. Les éléments sont de nature variée, quartz, quartzite, roches volcanique de rhyolites et andésites, et du matériel volcano-détritique semblable aux roches environnantes constituant le socle immédiatement. La taille des galets est aussi variée, elle va de 2 cm à 25cm. Leurs formes sont très arrondies et souvent aplaties pour ceux des petites tailles, et ceux de grandes tailles présentent des arrêtes émoussées, alors que certains présentent des formes ovoïdes bien roulées par des eaux.

La matrice est abondante, elle est formée des éléments fins et grossiers remplissant les espaces entre les galets et les blocs formant un ciment relativement dur. La matrice est constituée de sable, des arkoses rouges microconglomératique et de divers débris de roches notamment volcanique et métamorphiques, en proportion de plus de 50% de la roche.

D'après l'aspect extérieur et la composition de la matrice, il pourrait être assimilé à un reg fossile qui a été remanié et parcouru par des eaux des différentes phases postérieures. C'est le lithofaciès Gms.

L'importance de ces niveaux conglomératiques est qu'ils représentent un stade de transition entre les érosions qui ont aplanit et nivelé les topographies préexistantes, et le début de la sédimentation de la couverture. Ils précèdent de peu la pénéplanation et témoignent des conditions qui prévalaient à cette période de stabilisation de l'érosion.

### **C - Les arkoses rouges violacées :** ( figure 13a, photo C et D).

Ce sont des arkoses rouges violacées et gris sombre très grossières à microconglomératiques à larges stratifications en auges peu visibles. La majorité de ce faciès a un aspect extérieur chaotique sans structures sédimentaires apparentes.

Ce lithofaciès surmonte directement les conglomérats et parfois il repose directement sur socle par l'intermédiaire d'une surface érosive. Il est parsemé de nodules centimétriques remaniés d'éléments du socle et galets moues d'argile dans sa partie basale. Ce faciès se localise à la base de la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah. Il caractérise environ 5% des faciès. C'est le lithofaciès Gm et Gt.

**D - Les arkoses rouges :** ( figure 13b, photo A).

Ce faciès est représenté par des arkoses rouges moyennes à grossières à stratifications en auge et en gouttières, visibles. Ces Arkoses se présentent en forme de lentilles superposées à large extension latérale. Les gouttières s'étendent latéralement à leur tour sur quelques mètres. Elles consistent un remplissage des bases des chenaux. Elles surmontent les arkoses violacées et caractérisent environ 10% des faciès. Ce faciès se rencontre dans la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah. C'est le lithofaciès Gt et Sp.

**E - Les arkoses gris à blancs :** ( figure 13b, photo B).

Ce sont des arkoses de couleur gris clair à blanc, fines à moyennes à laminations horizontales, et parfois peu pentues. Les laminations sont parfois assimilées à des stratifications entrecroisées lorsque les lits s'interpénètrent. Elles se présentent en plaquettes fines millimétriques. Elles portent à la surface des bancs des rides de courants. Elles se rencontrent dans les deux formations avec une grande répartition dans la formation des quartzites d'Ain Nechea. C'est le lithofaciès Sr.

**F - Les arkoses brunes claire à jaunâtre :** (figure 13b, photo C).

Ce sont des arkoses fines à moyennes, de couleur brune claire à jaunâtre à stratifications obliques planes et obliques courbes. Elles se présentent souvent en feuillets épais de 1 à 2 et 3 cm, parfois regroupées en faisceaux superposés. Elles se trouvent dans la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah avec une proportion d'environ 25 % .C'est le lithofaciès Sp.

**G - Les arkoses vertes :** ( figure 13b, photo D).

Ce sont des arkoses fines à moyennes de couleur verte à fines laminations obliques planes. Les laminations sont fines millimétriques. Elles se débitent parfois en feuillets. Elles se présentent en bancs centimétriques à décimétriques mais superposés, les bancs peuvent atteindre 15 m. C'est le faciès le plus épais. Ces faciès se rencontrent dans la formation des arkoses d'Ain Nechea avec proportion de 25% sur l'ensemble les faciès. C'est le faciès St.

**H- Les quartzites blancs :** ( figure 13c, photo A et B).

Ce sont des quartzites fins à grossiers de couleur souvent blancs, ils se présentent en bancs centimétriques à décimétriques empilés très épais de forme tabulaire ou en barres. Les

structures sont les laminations horizontale et parfois obliques mais rarement visibles. Certaines sont ondulées, ce faciès renferme les traces d'organismes tubulaires les scolithes. Ce faciès est caractéristique de la formation des quartzites de d'Ain Neacha d'où le nom est tiré. Ce faciès se répartit à environ 20% de l'ensemble des faciès. C'est un faciès marin.

#### **I - Le silt et argile :** ( figure 13c, photo C et D).

Le silt et l'argile sont très fins de couleur blanc. Ils se trouvent généralement en bancs très fins de 1 et 2 cm qui jouent le rôle de séparateurs et limites entre les bancs de quartzites et des arkoses. Ils sont rapportés à des diasthènes.

Leurs répartition est vraiment très faible pour constituer un faciès caractéristique dans le Cambrien de Kerzaz. Il peu être assimilé au faciès Fl dans la nomenclature.

#### **J – Le calcaire :** ( figure 13c, photo E et F).

Un seul niveau carbonaté à été rencontré. Il est constitué de calcaire blanc jaunâtre cristallin, d'une épaisseur de 15 cm, rencontre au sommet de la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah. On considère que c'est un dépôt local par son extension très restreinte. Soit nous n'avons pas pu le suivre du fait de sa faible épaisseur et les recouvrements. Il peu former un encroutement.

### **III - 4 - DESCRIPTION DES COUPES :**

Afin de comprendre les conditions sédimentaires et dynamiques de la mise en place des formations cambriennes dans le chaînon de Kerzaz, trois coupes lithologiques ont été levées. Le choix des sites des coupes a été porté sur le flanc est de l'anticlinal, ( figure 14) étant donnée la facilité des accès par la route nationale n°6 qui relie la ville de Kerzaz à celle Adrar, et qui longe ce flanc.

#### **A - La coupe d'Ain Dhobb :** ( figure 15a, 15b et 22).

\*La coupe décrite a été levée environ 4 km du village Kerzaz, au point dont les coordonnées sont: X : 29° 24' 38,60''Nord et Y : 01° 26' 51,61''West, avec une élévation de 320m.

L'accès se fait à la sortie ouest du village, on empreinte une piste qui serpente à travers la montagne jusqu'à la plaine, où se dressent les falaises abruptes du Cambrien. A 500 m le long

de ces falaises en direction du Sud-Est se trouve un puits d'eau appelé Ain Dhobb, où nous avons levé la coupe.

De la base au sommet nous retrouvons les entités suivantes :

\* Le socle affleure tout au long de la rive ouest de l'oued qui traverse l'anticlinale de Kerzaz. Les affleurements sont peu étendus et discontinus au milieu d'une couverture quaternaire. Ils sont formés d'un flysch rouge à pourpre. On remarque à la surface de certains affleurements des rides de courants et fracture intense. D'après Caby, (1970, 1983), il est formé de deux séries de flysch très plissées:

-Flysch rouge formé de grauwacks en petits bancs à forte proportion d'éléments andésitiques, et inter lits pelitiques pourpres.

-Flysch vert à dominance de grauwacks fins, riches en quartz à ciment carbonaté.

Sur ce socle et par l'intermédiaire d'une surface relativement plate, affleure un conglomérat.

Il présente une épaisseur maximale de 1 m environ.

\*Il est constitué d'éléments de nature variée. Quartz, galets de roches volcaniques, rhyolites, et andésites, bien décrit par Caby, (1966). Les éléments ont une taille de quelques centimètres à 30 cm. Ils sont très arrondis et aplatis. La matrice est formée d'un assemblage détritique constitué éléments moyens à fins composés de grauwack et de tufs.

\* Morphologiquement le Cambrien forme une seule puissante falaise, très abrupte d'une centaine de mètre. Cet ensemble est constitué de masses lenticulaires et arrondis rougeâtres, suivi d'un ensemble de barres massives quartzitiques moins abruptes et très étalées.

\*Au pied de cette falaise s'étale une formation. Elle est composée d'arkoses gris sombre à blanc, très grossières à microconglomératiques. Elle a une texture massive chaotique friable, en regardant bien, on arrive à peine à distinguer une sorte de structure en gouttière très larges sur la surface. On rencontre souvent des galets du socle de différente taille incrustés dans la partie basale de cette formation.

Après une lacune (Oued), cette formation reprend. L'aspect extérieur est massif et présente en certains endroits des bombements. La surface est très fracturée, friable et se débite en petit bâtonnets. Cette formation atteint 30 m d'épaisseur.

\*Sur cette formation, sont empilées des masses lenticulaires et arrondies formées d'arkoses rouges très grossières à grossières parsemés de point noirs qui sont des minéraux lourds.

Elles se présentent en bancs métriques à limites nettes et à structures sédimentaires peu visibles vers la base, devenant nettes vers le haut. Ce sont des stratifications et laminations en auge, puis des obliques planes et des obliques courbes. L'épaisseur de ces masses lenticulaires dépasse rarement un mètre, mais empilées en bancs elles atteignent 25 m d'épaisseur. Sur leurs sommets on rencontre des stratifications obliques et parfois ondulées.

\*Après les arkoses en masses lenticulaires, viennent des arkoses moyennes à grossières rouges brunes parfois vertes, peu dure à friables. Silteuses et très micacées, à laminations millimétriques à centimétriques souvent obliques planes et obliques courbes. Ces arkoses se présentent en bancs dépassant rarement un mètre, mais font 40 m d'épaisseur empilés.

Des arkoses fines à moyennes, de couleur gris-claire devenant blanches apparaissent vers le sommet. Elles sont dures, très silteuses, et portent des stratifications horizontales planes et des horizontales peu pentues et parfois entrecroisées. Aux sommets de certains bancs on distingue des ondulations ou des rides de courant. Elles se présentent rarement en bancs de 1 à 2 m, mais souvent en bancs décimétriques à centimétriques devenant de plus en plus nombreux vers le sommet. Elles forment les derniers 40 m de cette formation.

\*Le passage de la formation des arkoses se Sebkha El Mellah à la formation des quartzites de Ain Nechea est progressif. Mais dans cette coupe, on a rencontré un banc carbonaté de 15 cm d'épaisseur, constitué de calcaire blanc cristallin.

Le contraste de la couleur des deux formations marque aussi un passage à un milieu différent. Cette formation est constituée de barres massives dures en alternance avec des combes moins dures. Les barres sont composées de quartzites blanches en bancs horizontales d'épaisseur décimétriques et atteignent rarement 1 m et plus. Parfois les bancs sont épais superposés et forme une barre tabulaire puissante, souvent très fracturée et riche en scolithes. Elles portent des stratifications horizontales peu visibles.

Les combes sont constituées généralement d'arkoses vertes peu dures à stratifications obliques planes en feuillets. Elles se présentent en bancs centimétriques et décimétriques mais empilés, ils atteignent l'épaisseur de 10 m environ. Les bancs sont différenciés par un mince joint souvent de silt blanc de 1 à 2 cm. L'épaisseur de cette formation barres et combes comprises atteint les 350 m.

## **B - Coupe d'Ain Nechea :** (figure 16 et 23).

\*Cette coupe a été levée à environ 23 km du village de Kerzaz, sur la falaise surplombant la sebkha. Le repère était la fin de l'affleurement de la première barre ordovicienne qui longe la route Kerzaz-Adrar. Au point de coordonnées X : 29°19'33''Nord, et Y : 01°16'52''West.

On entre par une profonde entaille dans la falaise, puis on surmonte une crête jusqu'à la plaine marécageuse du gypse de la sebkha.

Aux pieds de la falaise à deux centaines de mètres vers sud, se trouve un puits d'eau appelé communément Ain Ncheha par les villageois, d'où le nom plus précis Ain Nechea où nous avons levé cette coupe de la base vers le sommet.

\*La coupe débute au bord de la sebkha, par l'affleurement des arkoses rouges à violettes très grossières à microconglomératiques. Le conglomérat de base n'a pas été observé, probablement il est couvert par les boues gypseuses de la sebkha.

Des arkoses rouge violacées, dont l'aspect extérieur est massif sans structures sédimentaires, un peu chaotique. Elles sont peu dures à friables et se débitent suivant des plans horizontaux. Elles sont parsemées de galets de roches volcaniques et de sables remanié. Des taches blanches çà et là sur la surface de sel et de gypse de la sebkha. Cette formation s'étale entre la sebkha et la falaise. Son épaisseur apparente est de l'ordre de 20 à 30 m.

Par dessus des arkoses se dresse une falaise abrupte. Elle débute par des arkoses rouges à brunes grossières à très grossières. Elles se présentent en forme de lentilles superposées en bancs métriques et juxtaposées en bancs à extension latérale décamétrique. Elles montrent des stratifications en auges peu visibles à la base et en gouttières. L'épaisseur des lentilles dépassent rarement un mètre et sont généralement séparées par une surface ferrugineuse.

Leurs épaisseur étant superposées formant un faisceau de 4 m. Elles s'amincissent et se raréfient vers le haut jusqu'à disparaître au tiers de la hauteur de la coupe.

\*Au dessus des lentilles arkosiques on rencontre des arkoses de couleur brunes à fauves, moyennes à grossière à stratifications obliques planes et obliques courbes. Ces stratifications sont formées de laminations épaisses de 1 à 3 cm, elles se débitent souvent en plaquettes et se regroupent parfois en faisceau. Les arkoses se présentent en bancs peu épais, de 1 à 2 m. Quand elles sont superposées, elles peuvent atteindre 20 m. Les bancs sont séparés par des joints de 1 à 3 cm de grès grossier ou de silt. Les bancs s'épaississent vers le sommet et couvrent les deux tiers de la hauteur de la coupe.

\*Après les arkoses brunes viennent les arkoses fines à moyennes de couleur gris claire à blanches. Elles se présentent en bancs tabulaires en alternances avec des combes à grande extension latérale. Les bancs sont d'une épaisseur réduite à moins d'un mètre, mais empilées elles atteignent 5 m au maximum. Les bancs sont différenciés par l'intermédiaire d'un joint généralement silteux de 1 à 3 cm.

Les bancs portent des stratifications horizontales, horizontales inclinées à faible angle et rarement entrecroisées, parfois des légères ondulations cantonnées en surface (Rides de courant). Dans cette coupe les bancs sont dispersés sur la formation, mais au dernier tiers de la hauteur ils se multiplient et forment une puissante barre de 30 m d'épaisseur.

\*La suite de la coupe présente une combe suivie d'une barre tabulaire relativement épaisse. La barre est composée de quartzites durs, résistantes à l'érosion et la combe est composée d'arkoses vertes moins dures. La barre est de couleur blanche à stratifications horizontales peu visibles. Elle se présente en bancs de moins de 1 m, certains bancs sont riches en scolithes. De rares bancs dépassent 1m, ils se multiplient vers sommet mais restent toujours de faible épaisseur. Les arkoses vertes sont en alternance avec les bancs de quartzites. Elles sont à stratifications obliques planes et se présentent en bancs épais de 10 m à la base, puis se raréfient et s'amincissent vers le sommet. L'épaisseur est d'environ 200 m.

### **C - La coupe de Zmila :** ( figure 17a, 17b et 24).

Cette coupe a été levée au Sud du village Kerzaz à environs 50 km. Au point de coordonnées, X : 29°13'08.64'' Nord et Y : 01°10'42.66'' West.

L'accès à la coupe est par une entaille dans la falaise creusé par un oued, distante d'un kilomètre et demi de la route nationale Kerzaz-Adrar. La coupe est levée près de la fermeture périclinale nommée Zmila.

Le socle affleure au flanc opposé du flanc qui longe la route nationale de l'anticlinale de Kerzaz.

L'affleurement est très étendu, avec un aspect massif très déformé, par le passage d'un accident. Il est formé de flysch rouge à violet dont la surface présente une schistosité très intense et diffuse. Un second flysch de couleur vert de même aspect externe que le premier. Il coupe le flysch rouge, parfois il se dépose au dessus en reliques.

\*Le conglomérat : Au dessus de ce socle, un niveau de conglomérat mince de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur se dépose. Sa base est presque plate, et est associé à des arkoses grossières. C'est un conglomérat polygénique constitué de galets dégagés par l'érosion en reg. Des quartzites en majorité, d'éléments de roches volcaniques et des éléments remaniés du socle sous jacent. La taille des galets est de 3 cm à 5 cm en générale. Ils présentent une texture bien arrondie dite en œuf de pigeon, d'autre élément présentent des formes tétraédriques et des arrêtes émoussés. Reconnu par Arby et Caby, (1966) comme des dreikenters, des galets éolisés d'un paléoreg.

\*Au dessus de ce conglomérat s'installe une formation d'arkoses très grossières à microconglomératiques de couleur gris sombre à gris claire, incrustées de galets du niveau conglomératique à sa base. Elle présente une texture massive, le faciès est tendre et friable. L'épaisseur de cette formation est environ 30 m jusqu'au la rive de l'oued qui fait moyen de lacune. Après l'oued cette formation reprend sur une épaisseur d'environ 10m.

\*Une falaise fait suite à cette formation, composée à sa base par des arkoses rouges grossières à très grossières en forme de lentilles très larges. Les stratifications sont peu visibles à la base, mais elles apparaissent au fur et à mesure vers le haut. Elles sont des stratifications en auges larges. L'épaisseur des lentilles est rarement supérieure à 1m. La surface des lentilles est marquée par un joint ferrugineux. L'épaisseur des lentilles superposées est de 40m.

\*Sur ces arkoses rouges en lentilles se déposent des arkoses de couleur brunes à fauves, moyennes à grossières à stratifications obliques planes et obliques courbes. Elles se débitent souvent en plaquettes et se regroupent parfois en faisceau. Elles se présentent en bancs de 1 et de 2 m au maximum. Les bancs sont séparés par des joints de 2 cm de silt. L'épaisseur de ces arkoses est de 40 m avec les intercalations de rares lentilles d'arkoses rouges et bancs d'arkoses gris sombres.

\*Suites aux arkoses brunes, viennent les arkoses fines à moyennes de couleur gris claire à blanches. Elles se présentent en bancs de faible épaisseur à peine un mètre. Les bancs sont séparés par l'intermédiaire d'un joint de silt de 1 à 3 cm. Les bancs présentent des stratifications horizontales, et horizontales faiblement inclinées. Les bancs sont rares et éparpillés à la base mais ils s'empilent au sommet et atteignent les 100 m.

\*La suite de la coupe débute par une large combe, suivie de deux barres massives séparées par une petite combe. Les barres sont formées de quartzites de couleur blanche à rares stratifications horizontales. Elles se présentent en bancs métriques atteignant 40 m dans la première barre et 80 m dans la seconde, avec une abondance de scolithes. Les combes sont formées d'arkoses vertes à stratifications oblique planes, en bancs relativement épais de 10 m. Des bancs de quartzites centimétriques et décimétriques sont intercalés dans les arkoses vertes des combes. La proportion des deux faciès est relativement égale. L'épaisseur de la formation atteint les 350 m.

**CHAPITRE IV :**  
**ANALYSE SEQUENTIELLE**

## **INTRUDUCTION:**

Les sédiments paléozoïques sont bien développés dans la partie centrale et orientale de la plateforme saharienne, étant partout transgressifs et discordant sur le socle précambrien.

Après l'identification des faciès, il nous est nécessaire d'établir leurs agencements en séquence. Suivre leur évolution verticale et latérale et en fin déterminer les conditions hydrodynamiques des dépôts et leur paléogéographie.

L'analyse séquentielle est une méthode basée sur l'identification des relations entre les séquences, qui sont les discontinuités ou les conformités. Ces caractères permettent de définir les limites des séquences et leurs ordres. Grâce à de nombreux travaux, notamment, J.Delfaut, (1972 à 1983), N.Kazi-Tani, (1982 à 1985) et A.Nedjari, (1984), la typologie et la hiérarchisation des discontinuités sédimentaires sont maintenant bien établis.

## **IV - 1 - LES LIMITES DE SEQUENCES:**

En absence de critères paléantologiques et de datation dans notre région d'étude, les limites entre les séquences et les formations sont établies selon des critères géométriques, lithologiques et sédimentaires.

Chaque séquence correspond à une succession lithologique sans durée, néanmoins nous avons rencontré la discordance majeure de base, et des discordances mineures limitant les faciès. Des zones de passage progressif d'un faciès à un autre.

### **A - La discordance majeure :**

C'est une discordance angulaire du cinquième ordre, connue à l'échelle de la plate forme saharienne sous le nom de la surface infratassilienne. Elle correspond à la discordance majeure qui sépare les couches gréseuse subhorizontales du tassili interne des séries hétérogènes et plissées qui constituent le substratum.

Elle ne peu être assimilée seulement à la coupure stratigraphique entre le Cambrien et le Précambrien, mais une limite entre deux étages structuraux.

Elle correspond à une intense érosion des anciennes séries plissées qui s'est faite aux dépend de lithologies très variées, Beuf, (1971). Décrite par plusieurs auteurs dans notre région, notamment par Fabre, (2005) et J.F.Ghienne, (2007).

## **B - les discordances mineures :**

- les diastèmes et les joints qui marquent le passage d'un banc à un autre, matérialisé par un fin lit de silt ou du même un faciès avec une granulométrie différente. Souvent ces passages sont altérés et même érodés laissant une sorte de fissures ou fentes ouvertes.

- Les surfaces ferrugineuses : Se sont des surfaces durcies, formées de la fraction fine à savoir de l'argile et du silt et d'oxydes de fer très altérés. Elles indiquent souvent les limites entre les faciès à stratifications en auge et les faciès à stratifications obliques. Elles marquent les limites aussi entre des ensembles dans le même faciès.

Elles traduisent des surfaces des périodes d'émersions en éléments durcis.

- Les surfaces de ravinements à galets mous : Ce sont des surfaces produites par les empreintes des galets mous d'argiles après leurs altérations par l'érosion. Les empreintes ont des formes diverses, suivant la forme du galet, allant de géométrique (circulaire, ovale et quelconque à plusieurs côtés droits) parfois une surface rugueuses avec les petites entailles et des arrêtes vives lorsque les galets sont agglomérés puis compactés. Les tailles les empreintes sont également diverses, de 1 centimètre à 7 centimètre. Les empreintes peuvent être concentrées sur la surface verticale d'un banc de 20 centimètres d'épaisseur. Elles sont souvent associées à une ferrugination intense. Dans pas mal de cas les galets d'argile subsistent.

- Les surfaces et les niveaux à galets mou sont d'une grande importance, mais étant donnée leurs discontinuités latérale, on n'a pas pu les suivre et les corrélés dans les coupes. Alors on suppose qu'ils sont locaux, et ne seront pas pris en considération au découpage séquentiel.

## **C - Découpage séquentiel :**

Il est admis du point de vu stratigraphique que les formations paléozoïques s'organisent en six séquences du deuxième ordre correspondant aux cycles eustatiques de durée de 15 à 80 Ma.

Dans la charte de l'eustatisme mondial, Vail et Mitchum, (1979), distinguent un cycle du second ordre qui couvre tout le Cambrien ( figure 19). Depuis la fin du précambrien au début de l'Ordovicien.

Il présente la plus grande amplitude mondiale de hausse du niveau marin dû à la fragmentation du supercontinent formé à la fin du Précambrien. Au Sahara elle s'est manifestée par l'envahissement progressif de la mer à la faveur de la zone de suture entre le Craton West Africain et la chaîne panafricaine.

La couverture sédimentaire commence à se déposer dans les monts de l'Ougarta au Cambrien inférieur, puis dans Bled El Mass vers la fin du Cambrien moyen et seulement à l'Ordovicien dans l'Ahnet.

Le Cambrien correspond stratigraphiquement à un cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST). Dans la région de l'Ougarta il est représenté par les formations des arkoses de Sebkhah El Mellah et les Quartzites d'Ain Nechea. Dans Bled El Mass il correspond aux formations molassiques. La série Nigritienne dans les Iforas. La série pourprée dans l'Ahnet et la série de Tiririne dans le Hoggar centrale. Il ne faut pas exclure le diachronisme, F. Legrand, (1983). Dans l'est de la plate forme saharienne au Tassili N'Ajjer, il est représenté par la formation de conglomérat d'El Mongare (Unité I) et la formation des grès de Tin Taradjelli' (Unité II). Ce cortège sédimentaire de bas niveau marin se termine par un niveau repère connu sous le nom de "Dalle à Lingules", considérée comme une surface de transgression.

Nous proposons de subdiviser la formation des Arkoses de Sebkhah El Mellah en cinq séquences et celle des Quartzites de Ain Nechea en quatre séquences du troisième ordre équivalent de membre, sans tenir compte de la durée. Nous les attribuons à des séquences d'environnement.

On signale que la coupe d'Ain Dhobb et celle de Zmila reposent sur le socle précambrien par l'intermédiaire d'un conglomérat, dans la coupe d'Ain Nechea ce contact n'est pas visible, probablement il est couvert par la sebkha. On note l'absence de série volcanique. La coupe d'Ain Dhobb est complète, alors que dans la coupe de Zmila manque la séquence du sommet et les deux séquences du sommet dans la coupe d'Ain Nechea, couvertes par les sables.

### **B - 1 - Le modèle de séquence :**

**Dynamique fluviale :** Le mérite revient à J.DELFAUT(1984), d'avoir ordonné les grands facteurs qui sont responsables de la structuration et de la hiérarchisation des modèles des sédiments continentaux.

L'interprétation des lithofaciès en termes d'hydrodynamique montre que les structures sédimentaires des séquences sont induites par des courants chenalisés à puissance décroissante.

Le modèle qui correspond à notre région et celui d'une rivière sableuse en tresse (figure 20).

Dans ce modèle des cycles grano-croissants peuvent se développer par une combinaison d'évolution de barres et des chenaux (CANT et WALTER 1976,1978).

\*Les flux aquatiques brutaux provoquent tout d'abord le creusement d'un chenal par l'érosion. Les chenaux seront souvent tapissés de gravier, sur lequel le sable est transporté sous forme de charge solide, tracté puis déposé ensuite longitudinalement, donnant dans ce cas des graviers du lithofaciès Gm et dans celui des sables grossiers le lithofaciès Gt sous forme de dunes à crêtes sinueuses.

\*Le flux aquatique décroît, le chenal se remplit de petites dunes à gouttières à stratifications obliques groupées en faisceaux, c'est le lithofaciès St. En cas de l'écoulement en nappes les stratifications seront à laminassions horizontales, le lithofaciès Sh.

\*En fin le lithofaciès fin correspondant aux sables fins déposés au dessus des barres sableuses sous un courant faible induisant des laminassions planes, des rides de courants parfois d'intense ferrugination.

#### **IV - 2 - DESCRIPTION DES SEQUENCES :**

La description des séquences consiste à analyser les unités sur la base des levées de terrain et les comparer à celle des auteurs pour en déduire des unités séquentielles, (figure 21 à 24).

#### **A - Les séquences de la formation des arkoses de Sebkha El Mellah :**

##### **A - 1 - La séquence A :**

Cette séquence s'étale aux pieds de la falaise sur un conglomérat dans la première et la troisième coupe. Dans la deuxième coupe ce conglomérat est pas visible, probablement plongé dans la sebkha. Elle est constituée des arkoses et grès de couleur gris à gris sombre et rouge violacée pour la deuxième coupe, ces arkoses sont très grossières à microconglomératiques. Elle présente le même aspect pour les trois coupes, massif peu chaotique, sans structures sédimentaire, du moins quelques stratifications en larges auges peu

visibles. Elle est parsemée de galets du socle de taille différente dans sa partie basale, et points noirs probablement des minéraux lourds. Elle présente sur sa surface une fracturation intense laisse la formation friable et se débiter en petits blocs ou en bâtonnets.

Son épaisseur est en moyenne de 40 m, sa limite supérieure est placée dès l'apparition des arkoses rouges en lentilles. Le faciès de cette séquence indique qu'elle s'est mise en place dans un fleuve très large à courant fort et régulier.

#### **A - 2 - La séquence B :**

Cette séquence constitue la base de la falaise. Elle est constituée essentiellement d'arkoses, rouges à rouge brun, grossières à très grossières, en forme de lentilles métriques superposées avec les stratifications en auges et en gouttières. Elle est constituée également d'intercalations d'arkoses moyennes à grossières en bancs décimétriques avec des stratifications horizontales et obliques à faible angle. L'épaisseur moyenne de cette séquence est de 50 m. Sa limite supérieure est placée dès l'apparition des arkoses brunes à stratifications obliques planes et courbes. L'ensemble de la séquence présente une granulométrie décroissante vers le haut de la séquence. L'ensemble de ces caractéristiques indique que ces dépôts se sont déposés dans un milieu fluviatile à forte énergie.

#### **A - 3 - La séquence C :**

Cette séquence est constituée en majorité d'arkoses de couleur brune à fauve, moyennes à grossières, avec des stratifications obliques planes et parfois obliques courbes. Ces arkoses se présentent en bancs de 50 à 70 cm d'épaisseur. Quant ils sont superposés, ils atteignent 8 à 10 m. Cette séquence est constituée également par des alternances de rares bancs tabulaires décimétriques d'arkoses gris sombre à stratifications horizontales avec des bancs métriques d'arkoses rouges grossières. L'épaisseur moyenne de cette séquence est de 50 m. Cette agencement de faciès indique une alternance dans le régime du flux aquatique, tantôt fort tantôt faible.

Le sommet de cette séquence est placé au sommet d'une barre tabulaire peu épaisse qui indique la fin du cycle du régime hydrodynamique.

#### **A - 4 - La séquence D :**

Cette séquence comporte les mêmes faciès en proportions différentes dans les trois coupes.

Dans la première coupe, la base est formée de bancs décimétriques d'arkoses brunes, moyennes à stratifications obliques, sur un tiers de la hauteur de la coupe, alors le reste est formé d'arkoses rouges grossières lenticulaires à stratifications en auges intercalées de rares bancs d'arkoses gris sombre moyennes à stratifications horizontales.

Dans la deuxième coupe, la séquence est principalement formée d'arkoses de couleur brunes à fauve à stratifications obliques intercalées de rares bancs décimétriques d'arkoses rouges grossières et d'arkoses gris sombre moyennes à stratifications horizontales.

Dans la troisième coupe c'est plutôt les trois faciès qui s'alternent en proportion relativement égales. L'épaisseur moyenne de cette séquence est de 50 m. L'alternance des faciès indique que le régime fluvial est en deux temps dans la première coupe, faible à la base puis fort jusqu'au sommet. Dans la deuxième coupe il est relativement faible le long de la séquence. Dans la troisième coupe il est intermittent.

#### **A - 5 - La séquence E:**

La séquence est constituée de deux faciès seulement. On note l'absence des arkoses rouge très grossières à stratifications en auges et une légère différence d'épaisseurs.

Elle est constituée dans la première et la troisième coupe principalement d'arkoses gris sombre à stratifications horizontales et obliques à faible angle. Ces arkoses se présentent en bancs décimétriques à métriques parfois épais en étant superposés, s'éparés par des bancs ne dépassant pas généralement 40 cm d'arkoses brunes à stratifications obliques.

Dans la deuxième coupe la composition est la même pour les faciès mais plutôt l'inverse pour la présence en proportions des faciès. L'épaisseur moyenne de cette séquence est entre 70 et 90 m.

Cette configuration de faciès montre un régime du flux aquatique moyen dans la deuxième coupe et faible pour les deux autres coupes.

#### **B - Les séquences de la formation des quartzites d'Ain Nechea:**

##### **B - 1 - La séquence a :**

Cette séquence constitue le premier membre de la formation des quartzites d'Ain Nechea. Sur le terrain, elle apparaît en forme de barre saillante, et une combe lui fait suite. Elle est caractérisée par l'apparition d'un faciès, qui est les arkoses vertes fines à moyennes à stratifications obliques planes.

Sa base est formée de bancs de 20 à 60 cm d'épaisseur d'arkoses blanches à sombres, moyenne à grossières et à stratifications horizontales parfois légèrement pentues en alternance avec des bancs métriques à plurimétriques d'arkoses vertes fines à moyennes, à stratifications obliques planes. On note la première apparition des tigillites dans cette séquence.

Vers le sommet sur une hauteur de 30 m environ, une barre quartzitiques formée de bancs métriques pouvant atteindre 3 m. Ses bancs sont constitués de quartzite blanc moyen à grossier très dur avec des stratifications horizontales et obliques peu visibles. Les cinq derniers mètres sont riches en tigillites. Dans la deuxième coupe ce banc à tigillites se trouve un peu plus bas.

Les bancs de quartzites sont séparés par des joints de 1 à 3 cm de silt blanc parfois de grès grossier. La tendance des bancs est stratocroissante. L'épaisseur moyenne de cette séquence est de 140 m. L'alternance de ces deux faciès, traduit un milieu marin littorale peu profond moyenne à faible.

### **B - 2 - La séquence b :**

Cette séquence est le deuxième membre de la formation des quartzites d'Ain Nechea. Elle apparait également sur le terrain en barre quartzitique et combe.

Dans la première et la troisième coupe, sur une hauteur de 40 m depuis la base, cette séquence est constituée d'alternance de bancs de quartzites blanc décimétriques dépassant rarement 50 cm, et des bancs d'arkoses vertes à stratifications obliques planes métriques. Ils atteignent les 5 m d'épaisseur, la tendance est en stratocroissance.

Le sommet se dresse en barre quartzitique formée de quartzites blancs en bancs métriques resserrés et séparés par des bancs de quelques centimètres d'arkoses verte.

On remarque qu'au milieu de la séquence un niveau à tigillites très abondantes dans les bancs de quartzites.

Dans la deuxième coupe, cette séquence est réduite du fait de la couverture de l'affleurement par l'erg. Elle est formée des même faciès que les précédentes, mais probablement n'affleure que la base. Elle est formée d'alternance de bancs centimétriques de quartzites et de bancs d'arkoses vertes métriques sur toute la hauteur de la séquence. Les bancs d'arkoses vertes sont stratocroissants et dépassent rarement 4 m. Alors que ceux des quartzites sont stratiformes à l'exception de quelques uns sont légèrement épais.

### **B – 3 – La séquence c :**

Cette séquence est le troisième membre de la formation d'Ain Nechea. Dans la première coupe, elle fait 120 m d'épaisseur, sa partie inférieure à mi-hauteur est formée d'alternance de bancs de quartzites blancs centimétriques avec les bancs décimétriques d'arkoses vertes à stratifications obliques. Les deux faciès présentent une tendance stratocroisante vers le haut. Le sommet est constitué des mêmes faciès. Les arkoses vertes forment un banc continu de 30 m environ suivi d'une barre de quartzite de 20 m au sommet.

Dans la deuxième coupe cette séquence n'est pas visible. Dans la troisième coupe cette séquence est moins épaisse, elle est de 90 m. Sur une hauteur de 10 m, sa base est constituée d'alternance de bancs de quartzites blancs centimétriques avec les bancs décimétriques d'arkoses vertes à stratifications obliques planes. Le sommet se présente en barre imposante très épaisse de 70 m, formée de quartzite riche en scolithes. On remarque peu de joints qui séparent les bancs de quartzites. La granulométrie diminue toujours vers le sommet dans ces séquences.

### **B - 4 - La séquence d :**

Cette séquence est le quatrième membre de la formation d'Ain Nechea. Elle n'est observable que dans la première coupe. Son épaisseur est de 40 m, constituée de deux faciès distincts. La moitié basale est formée d'arkoses vertes à stratifications obliques planes. La deuxième moitié, forme la barre sommitale des quartzites blancs. Vers la fin de cette séquence on observe l'apparition d'un faciès très fin, c'est les argiles vertes en plaquettes très fines de l'Ordovicien. Malheureusement nous n'avons pas rencontré la dalle à lingules.

### **III - 7 - LES CORRELATIONS DES COUPES DE TERRAIN: ( figure 21).**

Un essai de corrélation, des différents membres des coupes, afin de donner une interprétation sur l'extension du Cambrien et l'évolution géodynamique avec les événements d'ensemble dans le sous bassin de Kerzaz. La corrélation des coupes a permis de distinguer cinq séquences dans la partie basale et quatre séquences dans la partie sommitale du Cambrien.

Chaque séquence correspond à une succession lithostratigraphique sans durée. Une légère dissymétrie est observée dans l'évolution verticale des séquences.

**A -** La coupe d'Ain Dhobb et celle de Zmila reposent sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat, il n'est pas visible à Ain Nechea. Ce conglomérat est de la même nature dans les

deux coupes. Son épaisseur est vraisemblablement, faible car il affleure à même le sol en surface plane. Il marque la fin de l'orogénèse panafricaine.

**B** - On distingue cinq séquences dans la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah, sensiblement uniformes le long de l'anticlinale de Kerzaz. Facilement corrélables dans les trois coupes par la présence et la proportion des lithofaciès.

La sédimentation présente une lithologie équivalente et pratiquement la même évolution verticale dans milieu fluviatile en tresse.

Le passage vers la formation des quartzites d'Ain Nechea se fait progressivement du point de vue sédimentologie mais il est marqué dans les trois coupes par l'apparition du faciès des arkoses vertes à stratification obliques planes.

**C** - Dans la formation des quartzites d'Ain Nechea on a pu distinguer quatre séquences corrélables lithologiquement, mais présentent des différences notables sur les épaisseurs.

La première séquence désignée "a" présente un épaissement relative du Nord vers le centre du sous bassin puis conséquent vers le Sud du Sous-bassin.

La deuxième séquence et "b", corrélables entre la coupe d'Ain Dhobb et celle de Zmila, car incomplète dans la coupe d'Ain Nechea, présente également un épaissement du Nord vers le Sud du sous bassin mais très sensible.

La troisième séquence notée "c" présente le contraire, avec un amincissement du Nord vers le Sud du sous bassin mais pas très important.

La quatrième séquence notée "d" est présente seulement dans la coupe d'Ain Dhobb.

Malgré que la formation des quartzites d'Ain Nechea est complète au Nord, n'a pas résorbé l'épaissement vers le Sud, car cette formation est la plus épaisse au Sud. Elle traduit un approfondissement du sous bassin causé par des mouvements verticaux enregistrés vers la fin du Cambrien causant un basculement vers le nord.

**D** - En générale la série cambrienne est constituée de deux séquences du quatrième ordre, correspondant aux deux cycles eustatiques du troisième ordre qui couvrent le Cambrien.

D'une manière générale, l'épaisseur de cette série augmente sensiblement du Sud vers le Nord de l'Ougarta. La formation des arkoses de Sebkhah El Mellah présente une épaisseur relativement constante, probablement l'allure du sous bassin est restée inchangé pendant la durée du dépôt qui correspond au Cambrien inférieur.

La formation d'Ain Nechea présente une augmentation de son épaisseur du Nord vers le Sud.

Ce changement d'épaisseur est probablement en réponse aux changements du taux d'apport sédimentaire dû au changement du régime sédimentaire fluvial au régime marin littoral (Inter tidale), déjà manifesté vers la fin de la précédente formation.

Cette période correspond au Cambrien moyen. La suite de la formation présente un faciès marin littoral plus distal (Infra tidale). Cette suite d'ordre de régime indique un approfondissement avec un gain de l'espace d'accommodation et probablement un apport plus important. La dernière période correspond au Cambrien supérieur, elle se termine par le faciès à fossiles marins (La dalle à lingules) dans notre cas des argiles vertes friables.

### **Conclusion sur les coupes de terrain:**

\*Dans le chaînon de Kerzaz la série cambrienne est parfaitement exposée, depuis son contact basale avec le socle jusqu'au passage à l'Ordovicien, or la coupe d'Ain Dhobb est complète et non les autres.

\*La série cambrienne repose en discordance sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat, le paléoreg à dreikenters, sur une surface relativement plane.

\*Le socle est une série de turbidites à grauwaks avec intrusions de dyke et sill de basalte et granit assimilé à la série verte de L'Ahnet, Caby, (1970).

\*En effet, les formations cambriennes sont horizontales et ne sont pas métamorphosées au contact de ce socle plissé. Les arkoses ne contiennent pas de coulée volcanique ni d'intrusion, Ils marquent donc la fin de l'épisode volcanique panafricain.

\*La sédimentation cambrienne débute par un conglomérat qui souligne une discordance majeure du cinquième ordre entre le socle et la couverture. Ce conglomérat est souvent décomposé par l'érosion et se présente sous forme de reg.

\*Aux dessus de ce conglomérat vient une puissante série d'arkoses rouges et de grès bruns rouge à stratifications obliques et en auges. La suite de la série est essentiellement grés-quartzitique, en forme de masses tabulaires qui correspondent à des séquences de troisième ordre équivalentes à des membres.

\*Bien que homogène dans son ensemble, cette série porte des variations et grâce à l'analyse séquentielle, nous a permis d'individualiser deux séquences du quatrième ordre (Formation).

\*Des alternances rythmiques sont visibles, par différences de bancs, que ce soit de couleur de bancs ou par la granulométrie et surtout par l'épaisseur (10 cm à 50 cm), correspondent à des séquences du deuxième ordre, mais ne sont pas individualisées.

\*Du point de vue séquentielle, cet ensemble est constitué de deux séquences du quatrième ordre, subdivisées chaque une, en cinq et quatre séquences du troisième ordre respectivement, avec un conglomérat à la base. L'ensemble présente une évolution verticale granodécroissante et stratocroissante.

\*L'évolution des épaisseurs à travers les coupes réalisées est faible pour la formation des arkoses de Sebkha El Mellah qui paraît homogène. Alors que la formation des quartzites d'Ain Nechea montre une augmentation notable d'épaisseur du Nord vers le Sud.

\*L'absence totale de la fraction fine (développement des bancs argileux). La présence de veines de calcite et de silice ainsi que la fracturation recoupe la série.

**CHAPITRE V :**  
**PETROGRAPHIE ET DIAGENESE**

## **V - 1 – DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE:**

L'analyse des microfaciès a été effectuée sur dix lames minces seulement, taillées dans les échantillons orientés, prélevés sur la coupe d'Ain Dhobb, plus précisément au droit de la formation de Sebkhah El Mellah. Les échantillons ont été soigneusement choisis, à intervalle régulier et dans les bancs représentatifs.

Les arkoses dans le sous bassin de Kerzaz : sont des grès de couleur rouge à brune, parfois verte à grise, en générale peu indurés à friables vers la base. Ces grès sont constitués principalement de quartz d'usure variable, mais à tendance plutôt anguleux à subanguleux vers la base de la série, et arrondis à subarrondis vers le sommet de la série. Ils sont moyennement à mal classés, en générale le mauvais classement prédomine. Les grains de quartz sont jointifs, les contacts ponctuels sont rares et les droits sont dominants à la base, alors que vers le sommet les concavo-convexes sont fréquents. Toutefois, ils existent des contacts suturés mais restent rares.

Les observations microscopiques concernent en premier lieu, la structure, la texture, le pourcentage des différents composants, la granulométrie et le classement des grains. En deuxième lieu les observations vont déterminer les phénomènes diagénétiques ayant affectés le dépôt.

L'objectif essentiel de cette observation est la recherche des facteurs sédimentologiques, pétrophysiques et diagénétiques susceptibles d'avoir une relation avec les facteurs géodynamiques.

### **A - Les constituants : (figure 25)**

#### **A - 1 - Le quartz :**

C'est le constituant majeur, sa teneur varie de 60 à 80%, cette teneur décroît sensiblement de la base vers le sommet de la formation. Les grains de quartz sont grossiers à très grossiers avec quelques grains épars microconglomératiques. Anguleux à subanguleux mal classés à la base. Ils sont moyens à grossiers subarrondis à arrondis moyennement classés au sommet. Parfois les grains présentent des auréoles de nourrissage au tour sous forme de pellicule d'oxydes de fer à la base, mais souvent des auréoles de silice vers le sommet de la formation jusqu'à conduire à l'imbrication entre les grains.

Les contacts entre les grains sont généralement droits à concavo-convexe. On peut observer quelques contacts suturés. Certains sont corrodés par les ciments (kaolinite, chlorite et carbonates) leurs contours sont échancrés en golfs.

Deux types de quartz sont distingués :

#### **A - 1 - 1 - Quartz simple ou monocristallin :**

Il présente une extinction droite, et est souvent translucide, mais apparaît parfois opaque. Les grains portent souvent des rayures ou craquelures associées aux inclusions minérales. Les grains sont anguleux à subanguleux, mal classés. Certains grains portent des golfs de corrosion. Les contacts entre les grains sont généralement droits à concavo-convexe avec de rares ponctuels et suturés.

#### **A - 1 - 2 - Quartz composite ou polycristallin :**

Il est formé d'un ensemble de petits grains de quartz agglomérés et bien soudés entre eux. Certains sont aplatis. Il se présente sous forme de mosaïque, sa teneur décroît de la base vers le sommet jusqu'à disparaître. Ce sont des fragments de quartzite subanguleux à subarrondis à extinction ondulée. La taille des grains est généralement plus grande que celles des grains de quartz monocristallin. Les contacts entre les grains sont rarement ponctuels car les grains sont isolés.

#### **A - 2 - Les feldspaths :**

Ils sont représentés par les feldspaths potassiques, l'orthose et le microcline sont dominants. Leur teneur moyenne est de 8 à 10%. Les plagioclases sont présents en teneur faible de 1 à 3% au maximum. Ils se présentent en petite taille fragmentés, à la base ils sont altérés par les carbonates et la kaolinite.

Il est à signaler qu'il existe deux espèces de feldspaths, une fraîche et l'autre altérée. Leurs teneurs décroissent rapidement vers le sommet de la série cambrienne (Massa.1965, Fabre. 1976, Ait Kaci. 1990).

### **A - 3 - Les micas :**

Les micas sont représentés par la muscovite et plus rarement la biotite. Leur pourcentage est très faible et n'excède pas 2%. Les muscovites sont un peu plus conservées par leur grande taille. Elles se présentent parfois en feuillets ouverts attestant d'un début d'illitisation. Au milieu de la formation, elles sont envahies par la kaolinite.

Les quelques rares biotites qui existent sont altérées en état de chloritisation, car leurs couleurs virent au vert.

### **A - 4 - Les fragments de roches :**

Il s'agit essentiellement de débris de roches volcaniques de petite taille, fragments de rhyolites et d'andésite. De tufs volcano-sédimentaire et des pélites. Il existe aussi d'autres fragments moins nombreux de roches métamorphiques.

Des fragments d'argile et d'oxyde de fer, sont observés souvent dans les niveaux d'arkoses rouges très grossiers et dans les niveaux isolés fortement ferruginisés.

### **A - 5 - Les minéraux lourds :**

Les minéraux lourds sont définis comme étant les minéraux dont la densité est supérieure à 2.89. Malgré la multitude des minéraux lourds présents dans les sédiments détritiques, leur pourcentage total n'excède rarement 0.5% de la roche. Ils présentent néanmoins une grande importance dans la détermination des sources d'apports, l'étude du transport et de l'altération. Ces paramètres retracent l'histoire du sédiment.

Les minéraux lourds sont des minéraux accessoires des roches éruptives et métamorphiques, leur quantité va décroître au fur et à mesure du cycle sédimentaire.

Ces minéraux sont essentiellement sous forme détritique ou en inclusion dans les grains de quartz.

Les minéraux lourds présents sont de deux familles :

Les minéraux non opaques : zircon et tourmaline.

Les minéraux opaques : leucoxène, oxyde de fer (hématite et magnésite).

Leurs pourcentage est nettement faible entre 1% et 1.5%. La totalité des minéraux rencontrés sont de taille fine à très fine et sont de forme arrondie. Les plus rencontrés sont le leucoxène et les oxydes, puis vient le zircon et la tourmaline.

-Le leucoxène : de couleur blanc laiteux, fin et arrondi. Ce minéral est le produit d'altération des minéraux titanifères, son abondance témoigne d'un long transport dans plusieurs cycles sédimentaires.

-Les oxydes : Ils n'ont pas la même signification que les autres minéraux. Représentés par l'hématite et la magnésite. Ils se présentent principalement dans les ciments ferrugineux et dans les pellicules entourant des grains détritiques. Ils se trouvent aussi dans les ciments argileux et carbonatés, notamment la dolomie. Ils sont rencontrés dans la partie inférieure de la formation, dans les arkoses rouges grossières.

-Le zircon : Il se présente souvent en grains très fins, bien arrondis, très peu colorés en teinte orangée. Son pourcentage est faible, mais présent presque dans toutes les échantillons.

-La tourmaline : Elle se présente en grains largement plus gros comparée au zircon. Les grains sont arrondis. La tourmaline se distingue par la couleur verte et bleu.

## **B - Les ciments : ( figure 26).**

Les arkoses de Sebkha El Mellah sont cimentées essentiellement par de la silice, de l'argile et accessoirement par des carbonates et des sulfates.

### **B - 1 - Le ciment siliceux :**

Le ciment siliceux est le plus répandu sur la totalité de la formation. Les grains de quartz sont presque dans la totalité nourris, mais l'auréole de la silice au tour des grains reste fine. La silice se développe en plage entre les grains et remplit l'espace, donnant naissance à des quartzites.

La répartition de la silice croit de la base de la formation vers le sommet. Elle se trouve parfois associée à de la calcite au milieu de la formation.

Cette silice trouve son origine dans la circulation des eaux riches en silice, ajoutée à celle libérée par la transformation des micas et feldspaths en argile.

Le pourcentage du ciment siliceux varie de 10% environ à la base à 35%, ou il remplace totalement le ciment argileux vers le sommet.

## **B - 2 - Le ciment argileux :**

Le ciment argileux est le plus répandu dans la formation après le ciment siliceux. Il est composé d'une part par une fraction détritique représenté par de l'illite, et d'autre part par une fraction authigène surtout représenté par la kaolinite bien cristallisée. Entre ces deux constituants principaux, on note la présence ponctuelle de composants accessoires qui sont, la chlorite et la glauconie.

La teneur moyenne en ciment argileux varie de 15% à 20% environs. La répartition verticale est variable, mais ce ciment semble disparaître vers le sommet de la formation, laissant la place au ciment siliceux.

La kaolinite constitue le ciment argileux le plus répandu. Elle se présente en forme vermiculaire associée aux carbonates et à la silice. Elle est présente dans toute la formation par des teneurs très variables. Avec une faible concentration au milieu de la formation.

L'illite se présente souvent en fines paillettes birefringentes, c'est un minéral du type micas, dans lequel la liaison entre les feuillettes est moins forte. Dans les arkoses elle est représentée aussi par des formes détritiques et authigène bien cristallisée.

Elle est moins présente que la kaolinite, sa teneur reste faible.

## **B - 3 - Le ciment carbonaté :**

Le ciment carbonaté est concentré à la base de la formation. Il est présent en proportion variables entre 10% à 30%. Il est représenté par la calcite  $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ , la dolomie  $\text{Mg}(\text{CO}_3)$  et de la sidérite  $\text{Fe}(\text{CO}_3)$ . Ces trois types de ciments carbonatés peuvent se former aussi bien durant la diagenèse précoce que durant la diagenèse tardive. L'augmentation de la température en profondeur favorise la cristallisation des carbonates en particulier la calcite. Dans notre formation les carbonates précoces sont présents. Elles sont concentrées à la base avec une proportion de 30%, en tant que premier ciment des dépôts cambriens continental.

On observe souvent des zones et golfs de corrosion des grains de quartz en présence de ces ciments. Ces ciments sont souvent dissous et remplacés par d'autres ciments.

La dolomie se présente en plage à cristaux très développés entre les grains de quartz. La cristallisation de la dolomie ferrifère tardive est sporadiquement développée, probablement dû à la présence du  $\text{CO}_2$  résultat de la décomposition d'autres ciment carbonatés et la présence de niveaux ferrugineux nombreux qui fournit le fer. Son pourcentage est faible par rapport aux argiles.

#### **B - 4 - Le ciment chloriteux :**

Le ciment chloriteux est observé avec une proportion très faible, même négligeable. Il se présente sous forme de revêtement très fins au tour des grains, et parfois remplissant l'espace intergranulaire très réduit, associé à la kaolinite. La chlorite se forme par la transformation des argiles riches en fer, et les précurseur de cette argile devrait être des interstratifiés. La chlorite peu altérer les micas à faible profondeur et à températures de diagenèse précoce. Ce ciment a été observé dans l'échantillon n°12, au sommet de la formation.

#### **B - 5 - Le ciment sulfatés :**

Le ciment sulfaté est faiblement représenté, par un ciment anhydritique en plage entre les grains de couleur orangé vif. Les premières réactions évaporites sont réalisées à faible température et pression, donc pendant la diagenèse précoce. Ainsi se forme le gypse puis se transforme en anhydrite pendant la diagenèse à une profondeur entre 1.5 et 4 km à des températures entre 50° à 120°, dépendant de la salinité des fluides dans les pores. Le ciment anhydritique a été observé dans les échantillons n°1 et n°2, dans la base de la formation.

#### **B - 6 - Le ciment d'oxyde de fer :**

Dans les niveaux ferrugineux, l'oxyde de fer se présente principalement tant que ciment associé à l'argile, en plage ou en fine pellicule enveloppant les éléments détritiques. Le ciment d'oxyde est représenté par l'hématite. Le fer peu être mobilisé près des écoulements fluviaux, il peut provenir de l'altération des biotites, amphiboles et chlorites.

Comme la dissolution de ces niveaux se fait souvent dans des conditions réductrices, le fer est transporté à l'état  $Fe^{+2}$  soluble. Il précipite à l'état oxyde et devient insoluble dès que le milieu devient suffisamment oxygéné. Une fois oxyde, le fer est très peu affecté par la diagenèse.

Le ciment d'oxyde de fer a été observé dans les échantillons n°8 et n°10, vers le sommet de la formation.

#### **C – Phénomènes diagenétiques : (figure 27a et 27b).**

La diagenèse détermine les modifications diagenétiques variés. Certaines se manifestent précocement, au cours de l'enfouissement et d'autres plus tard après le dépôt du sédiment.

La chronologie de ces phénomènes est fonction des événements géodynamiques qui ont affectés la région.

La diagenèse est considérée comme un ensemble de processus physiques et chimiques qui affectent un dépôt sédimentaire et le transforme en roche dure.

On peut distinguer les processus suivants :

- L'activité bactérienne essentiellement limitée à la diagenèse précoce.
- Les transformations chimiques qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules.
- Les mécanismes physiques dominants dans les premiers stades de la compaction.

### **C -1 -La compaction :**

C'est le tassement d'une roche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents. Elle est plus intense sur les minéraux argileux. Elle réduit considérablement l'espace intergranulaire, par l'expulsion des solutions minérales et ensuite par une réorganisation de la texture des grains. Ceci se traduit par la réduction du volume de la roche au détriment des vides originaux. Lorsque les possibilités de réarrangement sont épuisées, la compaction chimique prend le relais par la dissolution des grains et la précipitation d'autres solutions.

Dans la formation des arkoses de Sebka El Mellah, elle se manifeste sur toute la formation.

On n'a pas observé des grains flottants, seulement des grains interpénétrés avec des contacts concavo-concaves et des contacts suturés. L'apparition de quelques microfissures et des pores de dissolution provoqués par la pression-dissolution, observés dans les échantillons n°4 et n°5.

### **C - 2 - La dissolution :**

La dissolution peut être envisagée par de nombreux aspects. Elle peut être considérée comme la réaction inverse de la précipitation. Elle contribue largement à la croissance de nouveaux minéraux, grâce au renouvellement des éléments en solution dissous.

Les phénomènes de dissolution liés à l'action d'eau météorique acide chargée en CO<sub>2</sub>, contribuent à la création de réseaux poreux secondaires.

La dissolution peu être envisager par changement de PH. La silice est soluble dans les eaux à PH basique et la corrosion du quartz par l'illite caractérise une source à forte génération de silice secondaire pour la silicification.

Elle se manifeste dans la formation par la l'apparition de nombreux vides. La dissolution d'éléments instables et des remplacements. Ce phénomène se manifeste dans l'échantillon n°3 et n°5, par de grands pores de dissolution.

### **C - 3 -La pression-dissolution :**

Ce phénomène conduit à une dissolution sélective sur les points de contact des particules soumises à la contrainte maximale. Il entraine l'interpénétration des grains et la formation de stylolithes correspondant à une surface de dissolution.

Ce phénomène est très répandu dans notre formation et se manifeste par les contacts concavo-convexes et suturés, l'interpénétration des grains et les microfissures, ainsi que les vides laissés par la dissolution de quartz au milieu des grains interpénétrés.

Il a été observé des vides de la taille de 4 ou 5 grains moyens de quartz dus à la dissolution dans l'échantillon n°5.

### **C - 4 - La recristallisation :**

Dans ce cas on n'observe pas le changement dans la composition chimique, mais une évolution sous les conditions de pression et de température données vers une stabilité plus favorable.

L'exemple le plus courant est celui de la recristallisation de la silice. L'opale est la forme amorphe de la silice, il constitue le premier précipité qui se transforme en opale et enfin en quartz (Burley et Worden. 2003).

C'est le phénomène le plus répandu dans notre cas, et qui s'est manifesté de plusieurs façons dans la partie supérieure de la formation :

- On a observé l'apparition de petits cristaux et de la plage de silice entre les espaces poreux.
- Des auréoles de nourrissage sans pour autant occuper tout l'espace intergranulaire.

### **C - 5 - La kaolinitisation :**

La kaolinite constitue le ciment argileux le plus répandu dans la formation. Sporadiquement la kaolinite est détruite au profit de l'illite. Plusieurs facteurs semblent contrôler la néoformation

de la kaolinite, entre autre le climat et le faciès. Son développement dans les grès poreux et perméables souligne l'importance du flux des eaux.

Le mécanisme le plus courant de la kaolinitisation des grès est l'altération des micas et des feldspaths par les eaux météoriques acides. Ce phénomène est considéré comme un événement de diagénèse précoce, réalisé à faible température avant la compaction. Il est caractéristique des faciès fluviatiles et marins à faible profondeur où l'infiltration des eaux est aisée. Comme il peut être tardif, quand les sédiments sont exposés de nouveau aux conditions de surface par un événement tectonique. L'hercynien dans notre cas.

### **C - 6 - L'illitisation :**

L'illite n'est présente que rarement, il semble qu'elle se concentre dans certains niveaux seulement. Elle apparaît épigénisant le ciment kaolinitique, donc c'est une illite diagénétique, issue de la transformation de la kaolinite.

Ce phénomène se produit lors de la diagénèse à une profondeur supérieure à 3 km et à une température qui avoisine 165° et 200°, en présence de fluide riche en potassium. La source de potassium peut provenir de la destruction de feldspaths ou de micas.

Ce phénomène est observé dans niveau où le ciment kaolinitique est dominant, au milieu de la formation.

### **C - 7 - La corrosion :**

On observe des grains de quartz très usés, avec le développement de l'illite et de la kaolinite. On observe également une corrosion intense au contact des ciments carbonatés et sulfatés.

La corrosion concerne la circulation des fluides ainsi que le PH élevé qui affectent les roches perméables.

Un second type de corrosion et le plus répandu dans notre formation qui concerne la réaction des surfaces des grains avec les autres minéraux tel que les carbonates et les sulfures. Ce phénomène se présente en échancrures, rainures et golfs à la périphérie de certains grains de quartz.

Ce phénomène est très répandu dans la formation à la base. On observe la corrosion des grains de quartz par le ciment carbonaté dans l'échantillon n°1. La corrosion du quartz par l'anhydrite dans l'échantillon n°2 et n°3. On observe aussi la corrosion du quartz par la kaolinite dans les échantillons n°5, n°7 et n°8.

### **C - 8 - La fissuration :**

Ce phénomène est décelable à l'échelle microscopique, est assez fréquent. Il résulte des contraintes engendrées par la réactivation des grands accidents du socle hérités de l'orogénèse panafricaine et les phases tectoniques postérieures.

Il se manifeste par des microfissures traversant le faciès sur la lame. Elles sont ouvertes ou colmatées et peuvent être datées. Dans notre formation les fissures observées sont ouvertes, dans les échantillons n°4 et n°5. Dans l'échantillon n°11, elles sont remplies d'illite et de kaolinite.

### **Conclusion sur la diagenèse:**

Les arkoses de Sebkhah El Mellah sont composées essentiellement par des grains de quartz monocristallin et polycristallin. Les autres éléments détritiques sont peu représentés. Les composants diagénétiques regroupant les ciments sont moyennement présents car les grains sont jointifs. Ces arkoses ont subi une évolution diagénétique assez complexe qui comprend des processus de compaction, dissolution, précipitation des minéraux et même l'effet dynamique.

La contrainte du nombre limité d'échantillons ne nous permet pas d'établir une séquence diagénétique complète. On peut évoquer la chronologie de l'apparition des ciments.

Le ciment carbonaté apparaît le premier à la base de la formation. Le ciment argileux affecte presque la totalité de la formation avec des proportions variables. Il se concentre au milieu de la formation. En dernier le ciment siliceux occupe le sommet.

Dans la première phase les carbonates se sont précipités par une augmentation de la température et les fluides riches en bicarbonates, fer et magnésium lessivés des formations sous-jacentes et des sources lointaines.

Au début de l'enfouissement, la pression et la température augmentent et les minéraux silicatés instables se dissolvent et libèrent les cations qui se réorganisent et forment les ciments argileux.

A un stade avancé de l'enfouissement les minéraux argileux tendent à se stabiliser en évoluant vers un minéral résistant. Une partie a donné une nouvelle génération de silice secondaire, et une partie s'est dissoute et a laissé des vides.

Le sédiment a subi l'altération dans les conditions oxydantes et la microfissuration sous l'effet des événements tectoniques qui l'ont mis à jour.

## **V - 2 - ORIGINE DU MATERIEL:**

La composition minéralogique des arkoses de Sebkhah El Mellah, (figure 28a, 28b, 29a et 29b) et les études établies sur les directions des paléocourants, indiquent deux sources différentes de fourniture du matériel de la série cambrienne. La première source est locale, la seconde est méridionale lointaine.

### **A - La source locale :**

Les arkoses de Sebkhah El Mellah reposent sur la série volcano-sédimentaire et volcanique du socle altéré, par l'intermédiaire d'un mince conglomérat. C'est sans doute ces dernières qui ont fournis aux arkoses, les feldspaths potassiques en plagioclases, et surtout le quartz monocristallin très abondant dans les arkoses et les minéraux lourds origine volcanique.

La granulométrie relativement grossière et la morphoscopie subanguleuse, d'une part et le mauvais classement des arkoses d'autre part, indiquent que le transport des sédiments s'est effectué sur de courtes distances, issus de la même source nourricière.

### **B - La source lointaine:**

Selon les données minéralogiques, la seconde source d'apport du matériel est un socle granitique ou gneissique. Il a fournit le quartz commun et métamorphique, les feldspaths potassiques altérés ainsi que les minéraux résistants, zircon roulé, la tourmaline et la muscovite.

\* La carte des directions des paléocourants, dans une étude réalisée par J. Fabre, (1988), montre des directions relativement dispersées, excluant l'image d'un réseau fluvial coulant sur une pente plate et uniforme. Cette dispersion semble confirmer l'existence des paléoreliefs volcaniques, contournés par les courants, Ait Kaci. (1990). Ce sont ces paléoreliefs qui ont servis de source.

\* Dans une étude de la typologie des zircons, Bouima, (1986), conclut qu'une partie du matériel détritique du Cambrien provenait des rhyolites du substratum. Il a montré que l'autre partie dérivait du granite ou de gneiss. Le matériel provenait du Sud vers le Nord et Sud-Est vers le Nord-Ouest.

### **V - 3 - ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ET CLIMAT:**

L'environnement de dépôt du Cambrien est déduit des critères rencontrés sur le terrain, qui traduisent les conditions de mise en place de cette série.

#### **A - Environnement de dépôts :**

Pour remonter au milieu du dépôt d'un sédiment quelconque, il est impératif d'étudier les aspects, physiques, chimiques et biologiques et déterminer l'implication génétique. Ces aspects sont fonction des conditions qui ont régné pendant la sédimentation.

La maturité du sédiment est le guide originel de la sédimentation, Folk.1974.

#### **A - 1 - L'environnement de dépôt de la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah :**

Cette formation se présente en falaise abrupte d'une centaine de mètres de hauteur. Formée de corps gréseux lenticulaire et des barres d'arkoses grises allongées sur des dizaines de kilomètres, suivant une orientation Nord-West Sud-Est. Ces corps gréseux sont formés d'arkoses avec une granulométrie relativement grossière, souvent mal classée en absence de fraction fine.

Les corps évoluent en séquences transgressives granodécroissantes, et montrent des structures sédimentaires persistantes de stratifications obliques larges avec des stratifications horizontales moins fréquentes coiffées de rides de courants. Ces caractéristiques indiquent des séquences correspondant aux apports brutaux de courant dense dans un milieu relativement turbulent entrecoupé de périodes d'accalmies. Cette énergie a été suffisante pour permettre l'élimination de la fraction argileuse. On doit évoquer ici une aire qui se rapporte aux milieux continentaux fluviaux selon le mode en tresse.

Les cinquante derniers mètres de cette formation, s'enrichissent de bancs d'arkoses à stratifications horizontales et obliques, alors que les corps gréseux lenticulaires diminuent jusqu'à disparaître. La granulométrie est diminuée et les ciments siliceux de nourrissage prennent place à la faveur de l'altération des feldspaths. Ces caractéristiques indiquent une oscillation du régime fluvial et le régime marin peu profond. Le régime fluvial persiste avec les dépôts à stratifications obliques et courbes avec des apports moins importants par les courants à énergie modérée. Cependant les incursions marines se font sentir puis deviennent fréquentes en approfondissant le milieu et favorisant les dépôts d'arkoses tabulaires à stratifications horizontales, montrant un milieu marin peu profond proche du rivage à énergie relativement faible.

## **A - 2 - L'environnement de dépôt de la formation des quartzites d'Ain Nechea:**

La formation des quartzites d'Ain nechea est formée d'une série monotone très épaisse. Cette série se présente sous forme de barres quartzitiques tabulaires épaisses, s'éparées par des combes formées d'arkoses moins résistantes à stratifications obliques. Les quartzites gagnent en épaisseur de plus en plus vers le sommet et portent des structures qui rappellent l'activité biologique. L'observation microscopique a montré que cette série est formée d'arkoses à grains jointifs avec une morphologie arrondie baignant dans un ciment siliceux très abondant. La monotonie des faciès sans structures dynamiques, et les traces de l'activité biologique sont des critères qui indiquent que la formation des quartzites d'Ain Nechea, se sont mis en place dans un environnement marin peu profond.

L'alternance des quartzites avec les arkoses vertes attestent des fluctuations du niveau marin. La prédominance des arkoses vertes à stratifications obliques aux quartzites à la base de cette formation, traduit la faible profondeur du milieu. L'inverse se produit vers le sommet de la formation, montre l'approfondissement du milieu préluant la transgression marine de l'Ordovicien.

Une transgression rapide a entraîné la formation dans des conditions d'un milieu marin franc.

Le passage à l'Ordovicien est marqué par un niveau avec la première apparition des fossiles marins (lingules) et indique l'invasion de la mer.

## **B - Le climat :**

\*La diversité pétrographique et l'absence de la fraction fine indique que le sédiment a subi un vannage sous un climat peu agressif, qui sera tempéré et humide des haute altitudes.

\*Les croutes ferrugineuses qui soulignent les bancs des arkoses lenticulaires, indiquent un climat méditerranéen relativement froid en milieu continental.

\*Il est généralement admis que les arkoses se forment lorsque les conditions climatiques sont, soit trop sèches soit trop froides pour permettre à l'altération de détruire les feldspaths, Folk, (1968). Nous optons pour le climat froid, ce qui s'accorde avec la position des pôles au Cambrien. D'après les cartes de reconstitution des positions des masses continentales au Cambrien, le pôle sud occupe les côtes ouest de l'Afrique, le sud marocain actuel.

\*A la fin du Précambrien et jusqu'au début de l'Eocambrien la terre a subit une glaciation massive au cours de laquelle la totalité de la surface de la terre a pu être recouverte par les glaces. C'est dans le Nord-Ouest de l'Afrique et la Scandinavie que seront rencontrés les sédiments d'origine glaciaire appelés la triade par, Trompette en 1973. Il est admis que cette glaciation n'a duré qu'une centaine de millions d'années, Mais a beaucoup influencé le climat pendant cette période.

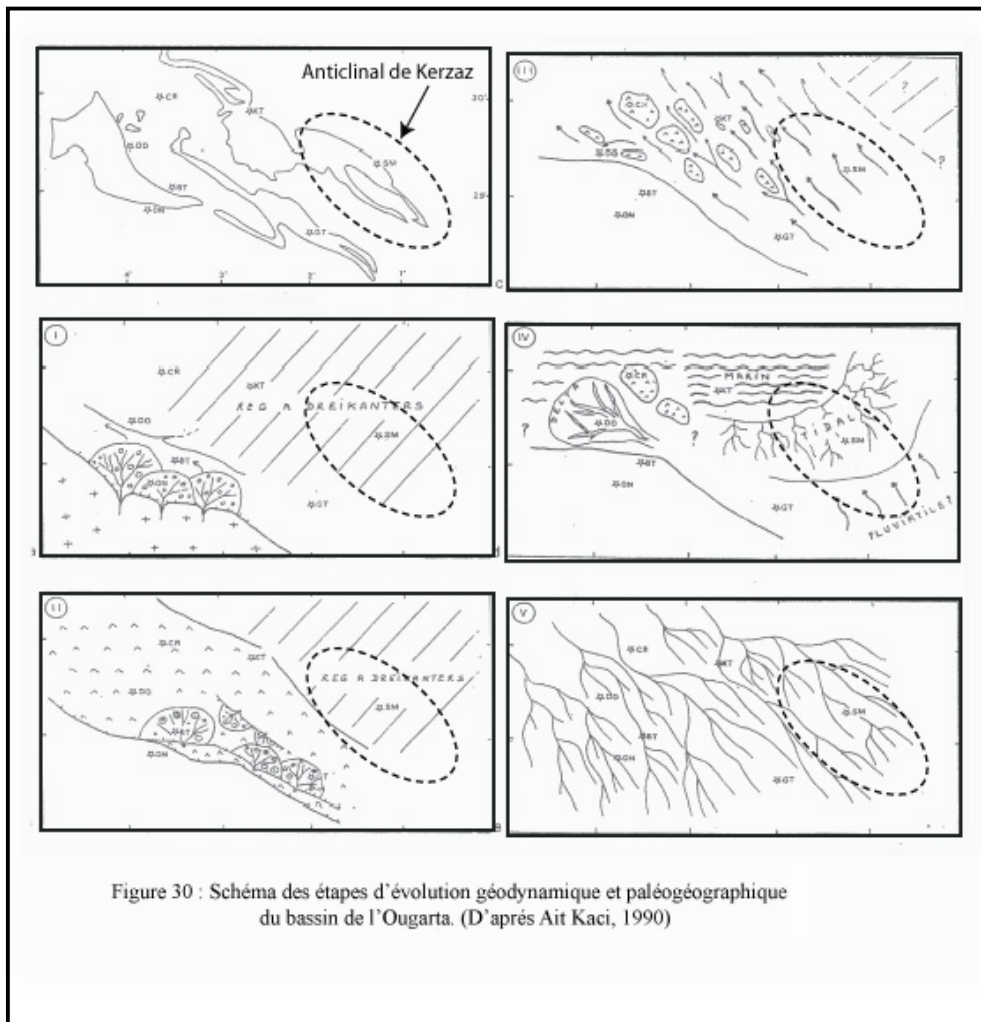


Figure 30 : Schéma des étapes d'évolution géodynamique et paléogéographique du bassin de l'Ougarta. (D'après Ait Kaci, 1990)

**CHAPITRE VI :**  
**EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SOUS BASSIN**  
**DE KERZAZ**

## **VI - 1 - L'HETAGE TECTONIQUE ET SEDIMENTAIRE PANAFRICAIN:**

Le cycle panafricain a été défini en tant que véritable orogénèse par (Black et al. ; 1979, 1983, Schmit et al. ;1979, Caby et al. ;1981, Vail. 1983 et Kröner, 1984). Après un ensemble de travaux effectués au Hoggar, des Adrar des Iforas et dans l'Air, ainsi qu'en Afrique de l'Est dans le bouclier Arabo-Nubien.

Ces travaux ont montré que le cycle panafricain correspondait à une collision entre la marge passive du Craton West Africain et la marge active d'un continent situé à l'Est. Cette collision s'est terminée par l'édification de la chaîne panafricaine. Après le paroxysme de cette collision, la chaîne s'est aussitôt démantelée avec subsistance de reliefs modérés. Les produits de l'érosion vont combler les grabens et les zones basses entre les accidents. Ces produits sont appelés molasses panafricain et constituent l'événement ultime de l'édifice panafricain.

Cahen et al. ; 1984, ont considérés qu'il avait quatre pics de l'activité au panafricain vers (860,730, 660 et 600 Ma).

Un volcanisme rhyolitique et ignimbritique, atteste du relâchement dû au changement du régime tectonique de la compression à l'extension, alors un rifting s'initia au Cambrien le long des fractures anciennes.

Le sous bassin de Kerzaz se situ au Sud de la chaîne de l'Ougatra, cette chaîne qui correspondait d'après T.Bouima et N.Kazi-Tani. 1986, à une zone de relai par un couloir de décrochement orienté Nord-Ouest Sud-Est, reliant des domaines de subduction. Au Sud du Hoggar dans la zone des Iforas ou la subduction est vers l'Est R.Black et al. ; 1979. Au Nord entre l'Anti Atlas central et oriental ou la subduction est vers le Sud selon l'accident majeur de Bouazzer, Le Blanc et al. ; 1985.

La prospection aéromagnétique indique une simple discontinuité qui pourrait correspondre à une grande fracture, et le terrain montre l'absence de roches volcanique typique des subductions.

Au Protérozoïque supérieur le sillon de l'Ougarta a été le siège d'une sédimentation rapide accompagnée de volcanisme andésitique et basaltique. Dans le sous bassin de Kerzaz se sont des formations sédimentaires détritiques monotones très épaisses (environs 4 à 5 Km ?) R.Caby, A.Moussine.Pouchkine, A.Ait Kaci, (2010), sont pétrographiquement des grauwacks, traduisant des dépôts marins très peu profonds à deltaïques, dans des zones fortement subsidentes auxquelles succède l'installation d'un complexe volcanique aérien à Sebkha El Mellah.

Ces formations et les séries volcaniques ont été fortement plissées au panafricain et montrent une schistosité qui n'affecte pas les formations cambriennes formant des faisceaux linéaires orientés Nord-Ouest Sud-Est qui semblent liés au fonctionnement des grands accidents anciens Pchenitchny, (1977).

D'après Beuf, (1971), en évoquant l'influence du socle sur la sédimentation de la couverture, conclut que la moindre déformation du socle sera enregistrée dans la sédimentation, et modifiera les conditions dynamiques du transport et contrôlera aussi la répartition géographique des dépôts. Cette influence du socle s'est fait sentir localement et régionalement affectant les zones étroites et allongées, correspondant aux zones de dislocations majeures encore actives pendant le dépôt, provoquant des mouvements verticaux importants dont les répercussions sur la sédimentation sont spectaculaires.

Dans le sous-bassin de Kerzaz et plus précisément dans la Sebkha El Mellah, on peut observer les arkoses rouges reposant sur les formations volcano-sédimentaires précambriennes et sur des laves par l'intermédiaire d'une zone altérée peu épaisse ou les arkoses remaniant des éléments de ces laves. Cette discordance angulaire très marquée M.Chikhaoui, (1974), souvent jalonnée de conglomérats à dreikenters. Ces arkoses fluviatiles suivent en concordance des quartzites attribuables au Cambrien moyen et supérieur surmonté par l'Ordovicien bien daté.

## **V - 2 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SOUS BASSIN DE KERZAZ :**

Le schéma géodynamique de la chaîne de l'Ougarta convenu par les auteurs est celui d'une zone de collision-subduction limitée par des accidents décrochant du socle orientés Nord-West Sud-Est. C'est la relaxation post-orogénique après le paroxysme issue de la collision qui est responsable de la fracturation et de l'ouverture du bassin et de son magmatisme.

Une telle évolution nous permet de définir le contexte géodynamique et sédimentaire dans lequel s'est déposée la série au Cambrien dans le sous-bassin de Kerzaz.

Après le paroxysme de la collision la chaîne issue est soumise à une érosion intense, jusqu'à l'ablation des reliefs. Ce phénomène engendre des mollasses panafricaines (produits de démolition) qui vont combler les dépressions et donner une pénéplaine.

Un relâchement brusque s'est manifesté, produit par l'inversion des contraintes compressives à extensives. Il a provoqué une subsidence brutale accompagnée d'un volcanisme syn et post-tectonique. Marqué par le fort décalage entre des anciens accidents, traduit par l'épaisseur

importante jusqu'à 1000 mètres des conglomérats, qui vont vite le combler et conduire un réajustement isostatique. Tandis qu'ailleurs la pénéplanation des formations volcano-sédimentaires du socle se poursuit, La région orientale de l'Ougarta est restée encore sans sédimentation. L'analyse de ce système montre une ouverture en relai des anciens fossés, Nedjari.2000.

Ceci sous entend que le fossé de Kerzaz se trouvait plus loin vers l'Est, sur une position structurellement un peu plus basse par rapport aux autres fossés pendant cette période.

La subsidence brutale se retrouvait ralentie après le comblement, sa migration n'a rattrapé la zone orientale, ou se localise le sous bassin de Kerzaz que plus tard avec une intensité faible est uniforme.

L'analyse de la courbe de subsidence et de l'enfouissement du bassin de l'Ougarta, en considérant seulement le stade d'ouverture, établie par R.Hamdidouche. 2009, montre que la subsidence pendant la période cambrienne, est faible et le taux de sédimentation est décroissant, comparés à ceux connues dans les rifts.

L'ouverture du sous bassin de Kerzaz s'amorce au Cambrien inférieur à la faveur du dernier accident en relai estompé par le bouclier Targui. Cette ouverture ne semble pas être liée directement à la distension, mais doit certainement intégrer une part des mouvements coulissants le long des accidents panafricain (N.Kazi-Tani 1986). Parmi les événements enregistrés du Cambrien, quelques mouvements tectoniques locaux, (Brèches tectoniques et slumps), due aussi à l'entrechoc de blocs lointains.

Les formations volcano-sédimentaires du socle sont couvertes d'un conglomérat polygénique à dreikenters remaniés de faible épaisseur.

Ce sous bassin commence à devenir un bassin de plateforme à subsidence faible est uniforme qui l'a regagné tardivement comparé autres sous bassins. Cette subsidence a permis la mise en place d'un réseau fluvial en tresse qui s'installe progressivement à la faveur d'une hausse eustatique jusqu'à la fin du cambrien inférieur.

C'est la mise en place de la série des arkoses de Sebkhah El Mellah en cinq membres dans un environnement continental fluvial. Vers la fin ou même plus tôt dans certains endroits de cette formation les influences marines commencèrent à se manifester.

Puis avec la seconde formation, les quartzites de Ain Nechea composée de quatre membre. Le sous bassin de Kerzaz est immergé par une mer peu profonde, initié par une hausse eustatique timide, l'environnement est marin littoral intertidal au Cambrien moyen.

La subsidence reste toujours faible et uniforme. C'est la phase de l'étalement et de l'uniformisation générale de la sédimentation des quartzites. La subsidence devient égale partout attestée par la superposition des faciès et l'approfondissement du milieu. Cette régularité est soudainement interrompue par un mouvement tectonique. Un léger basculement du sous bassin vers le nord. Son influence s'est marquée probablement par un apport plus important resté bloqué au sud traduit par les fortes épaisseurs. L'environnement est marin littoral infra tidale vers la fin du Cambrien moyen.

Cette évolution nous a permis de distinguer deux stades dans le remplissage de ce sous bassin.

\*Un stade synrift caractérisé par l'ouverture et la subsidence faible et lente, favorisée par un accident du socle, c'est la propagation de la subsidence forte et brutale dans le Nord-West. L'ouverture est liée à la distension après la relaxation, associée aux mouvements coulissants le long des accidents du socle.

La distension a ouvert les aires à la sédimentation détritique grossière fluviatile, ce stade s'étendait le long du sous bassin et dans le temps jusqu'au la fin de la formation des arkoses de Sebkha El Mellah. Cette sédimentation est contrôlée par les fluctuations marines.

\*Le stade rift est caractérisé par une subsidence lente est régulière qui provoque un affaissement progressif du sous bassin. La sédimentation devient marine littorale plus imposante avec l'installation des quartzites d'Ain Nechea. La sédimentation est contrôlée par variations du niveau marin régulières et progressives, avec une intervention tectonique, jusqu'à la transgression généralisée de l'Ordovicien.

## **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE :

Dans le Sahara algérien, cette importante série, située entre le Précambrien terminale et l'Ordovicien daté Trémadocien, est largement répandue. Son épaisseur atteint les 1400 m. Malheureusement aucun fossile caractéristique n'a pu être découvert jusqu'à présent. Les équivalences ne sont appuyées que sur les similitudes de faciès. Des corrélations ont été établies avec les séries fossilifères de l'Anti-Atlas avec les affleurements de l'Ougarta.

Les trois coupes de terrain levées sur le flanc est du sous bassin de Kerzaz situé dans la chaîne l'Ougarta à son tour située sur la zone de suture panafricaine, ont montré que l'évolution sédimentaire et dynamique, ont aboutit à l'installation d'importantes nappes détritiques, au cours du Cambrien. Le régime est conditionné principalement par la subsidence et les fluctuations du niveau marin, sous un climat froid et une tectonique plus ou moins calme.

Ces nappes monotones sont représentées par deux formations distinctes. La formation des arkoses de Sebkhah El Mellah et celle des quartzites d'Ain Nechea. Ces deux formations reposent sur un conglomérat polygénique à éléments éolisés qui marquent la fin de l'orogénèse panafricaine.

La formation des arkoses de Sebkhah El Mellah est composée de cinq séquences du troisième ordre. Les séquences sont constituées de corps gréseux de forme lenticulaires et bancs gréseux tabulaires avec des limites nettes. Trois faciès sont distingués dans les séquences avec des proportions différentes.

Les arkoses rouges grossières à stratifications en auges, les arkoses jaune-brun à stratifications obliques et les arkoses gris-sombre à stratifications horizontales.

L'évolution verticale est stratocroissante et granodécroissante. Elle traduit une mise en place par un système fluvial en tresse puis marin, sous un climat froid.

Le développement latéral de cette formation est sensiblement homogène, néanmoins il montre un faible amincissement du Sud vers le Nord qui concorde avec le développement régional de cette dernière qui disparaît dans la Doura.

Cette formation représente le stade synrift caractérisé par l'ouverture au Cambrien inférieur du sous bassin de Kerzaz à la faveur du jeu d'un accident du socle. L'ouverture était en réponse au régime distensif issu de la relaxation. Une subsidence faible et lente a regagné un peu plus tard ce sous bassin suite à la subsidence forte et brutale provoquée au Nord-West de l'Ougarta. Cette subsidence a permis l'installation d'un réseau fluvial en tresse qui s'est

développé progressivement à la faveur d'une hausse eustatique. Les aires de sédimentation se sont élargies et c'est la mise en place de la formation des arkoses de Sebkhah El Mellah.

La formation des quartzites d'Ain Nechea est composée de quatre séquences du troisième ordre. Les séquences sont formées de combes et barres tabulaires représentées par deux faciès. Les combes sont constituées des arkoses vertes tendres à stratifications obliques et les barres sont constituées de quartzites blancs durs à scolithes.

L'organisation des séquences est stratocroissante et granocroissante traduisant un milieu marin littoral riche en activité biologique sous un climat froid.

Le développement de cette formation montre un amincissement du Sud vers le Nord du sous bassin, traduisant un affaissement différentiel ou un apport important supplémentaire resté bloqué pendant le basculement vers le nord de ce sous bassin.

Cette formation représente le stade rift du sous bassin, caractérisé par un remplissage produit par une subsidence lente et régulière.

La subsidence étant toujours faible et lente, mais à provoqué un approfondissement suivi de envahissement progressive de la mer du sous bassin. C'est une période d'étalement des dépôts des quartzites d'Ain Nechea dans un environnement littoral proximale puis littorale distale.

L'eustatisme cambrien est reflété par la transgression généralisée dans la partie nord du Sahara, celle-ci conduit à un passage progressif des sédiments continentaux à des sédiments marins pendant le Cambrien.

Le Cambrien du sous bassin de Kerzaz est dépourvu de volcanisme. L'histoire du Cambrien se clos par une longue période de hausse du niveau marin sans sédimentation marquée par la dalle à lingules.

## BIBLIOGRAPHIE

- AÏT KACI. A., 1990.** Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien, nord-occidental).  
*Thèse 3eme cycle, USTHB, Alger, 168 p.*
- AIT OUALI. R., NEDFJARI. A., 2006.** Le bassin d'Ougarta: Une mobilité permanente au Paléozoïque.  
Mém. Serv. Géol. Nation. 13, 23-40.
- BLES. J. L., 1969.** Les relations des microfractures avec les plissements dans la région du Djebel Ben Tadjine et au "Km 30" (chaîne de l'Ougarta – Sahara Occidental – Algérie).  
Bull. Serv. Géol. Algérie. 39, 193-204.
- BOUIMA. T., 1986.** Le gîte de Rahmani (Monts d'Ougarta, Algérie). Sédimentologie du cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées. Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll.  
*Th. Doct. Ing., Orsay, Univ. Paris-Sud, 211 p.*
- BOUIMA. T., MEKKAOUI. A., 2003.** Nouveaux éléments en faveur d'un âge protérozoïque des conglomérats de Ben Tadjine. Bull. Serv. Géol. Algérie. 14, 139-148.  
Bouima, T., Mezghache, H., 2006. Nouveau éléments en faveur d'une désertification anté-couverture Paléozoïque dans les monts de l'Ougarta.  
Mém. Serv. Géol. Nation. 13, 138-143.
- CABY. R., 1972.** Evolution pré-orogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara Algérien); sa place dans l'orogénèse panafricaine en Afrique occidentale.  
In " Colloque Inter. Sur les corrélations du Précambrien – Agadir- rabat, 3-23 mai 1970".  
Notes et mém. Serv. Géol. Maroc, 236, 65-80 – et Coll. Intern. CNRS., n° 192.
- CHERFOUH. E.H., 2001.** Etude des roches volcano-plutoniques de la Sebkh el Melah (chaînes de l'Ougarta, SW Algérien). Pétrographie, minéralogie, géochimie et contexte géodynamique de mise en place.  
Thèse de Magistère, USTHB, Alger, 135 p.
- CHERFOUH. E.H., OUABADI. A. et LOUNI-HACINI. A., 2002.** Pétrographie, minéralogie et géochimie de la série volcano-plutonique de la boutonnière anticlinale de la Sebkh el Melah (Chaînes de l'Ougarta, SW algérien).  
Bull. Serv. Géol. Algérie. 13, 153-184.
- CHIKHAOUI M. M., 1974.** Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura).  
*Thèse de 3eme cycle; Alger, 150 p.*
- CHIKHAOUI. M., 1975.** Les ignimbrites du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta – Saoura (Sahara algérien Nord-Occidental).  
*Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord, Alger, 66, 3-4, 127-185.*
- CHIKHAOUI. M., et DONZEAU. M., 1972.** Le passage Précambrien – Cambrien dans les monts de l'Ougarta : le conglomérat du djebel Ben-Tadjine (Saoura, Sahara algérien nord-occidental).  
*Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord, Alger, 63, (1/2), pp. 51-62.*
- COLLOMB. P., DONZEAU. M., 1974.** Relation entre kink-bands décimétriques et fractures du socle dans l'hercynien des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie).  
Tectonophysics, 24, 213-242.
- DONZEAU. M., 1971.** Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta.  
*Thèse 3eme cycle, Fac. Sci. Orsay, France.*

- DONDEAU. M., 1972.** Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental Algérien).  
C.R. Acad. Sci., Paris, Sér. D, 274, 3519-3522.
- DONZEAU. M., ZELLOUF. K., 1973.** La jonction Ougarta—Anti-Atlas: structure de la région de Tadaout El Berhil (Sahara occidental algérien).  
Soc. Hist. Nat. Afrique S.N.E.D. Tome 64, Fascicule 3, 4, 171–184.
- DONZEAU. M., 1974.** L'arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara Nord occidental, Algérie, Maroc).  
C.R. Acad. Sci. Paris. 278, 417-420.
- DONZEAU. M., FABRE. J., MOUSSINE-POUCHKINE. A., 1981.** Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation.  
Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord, Alger, 69,3-4, 137-172.
- DONZEAU. M., 1983.** Tectonique des monts d'Ougarta, 118–120. In Fabre, J. (ed.) Afrique de l'Ouest, Introduction Géologique en termes stratigraphiques. Lexique stratigraphique international, Pergamon Press, Oxford, 118-120.
- DOSTAL. J., CABY. R., KEPPIE. J. D., MAZA. M., 2002.** Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkha el Melah inlier): a northerly extension of the Trans-Saharan orogen.  
J. African Earth Sci., 35, 213–225.
- DRESCH. J., 1953.** Morphologie de la chaîne d'Ougarta.  
Trav. Inst. De Rech. Sahar., Alger, IX, 25-38.
- DUCROT. J., LANCELOT. J.R., 1977.** Problème de la limite Précambrien-Cambrien : Etude radiochronologique par la méthode U-Pb sur Zircon du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas marocain), Can.  
J. Earth Sci. 12, pp: 2771-2777.
- FABRE. J., 1969.** Remarques sur la structure du Sahara occidental et central.  
Bull. Soc. Hist. Nat. Afri. Nord, Alger, 60(1/2), 43-73.
- FABRE. J., 1975.** Le Sahara : Un musée géologique.  
La recherche, 5(42), 140-152.
- FABRE. J., 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines.  
*SNED ed., Alger*, 422 p.
- FABRE. J., 2005.** Géologie du Sahara occidental et central.  
*Tervuren African Collection ; vol. 108, 572 p. 248*
- FABRE. J., 2006.** Les séries de l'Ougarta, la Saoura et Béchar, une référence majeure.  
*Mémoire du Service Géologique National n°13,11-21.*
- FABRE. J., AIT KACI. A., BOUIMA. T., MOUSSINE-POUCHKINE. A., 1988.** Le cycle molassique dans le rameau trans-saharien de la chaîne panafricaine.  
J. Afri. Earth. Scie., 7, 41–55.
- GOMES-SILVA. M., PACAUD. M., et WIEL. F., 1963 :** Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d'Ougarta.  
*Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 1, 134 – 141.*
- GHIENNE. J.F., BOUMENDJEL. K., PARIS. F., VIDET. B., RACHEBOUEUF. P., SALEM. H.A., 2007.** The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) *Bibliographie 177* and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana.  
Bull. Geosci. 82, 183–214.
- GRADSTEIN. F.M, OGG. J.G., SCHMITZ. M.D., et al., 2012.** The Geologic Time Scale 2012: Boston, USA.  
Elsevier, DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.
- GRAÏNE-TAZROUT. K., MEKKAOU. A., MARIGNAC. C., 2006.** Nature volcanique des "conglomérats" des Djebels Ben Tadjine et Bou Kbaissat (Monts d'Ougarta. S-W

algérien) : conséquence sur l'existence d'un conglomérat de base du Cambrien dans ces régions.

Mém. Serv. Géol. Nation. 13, 123-138.

**GRAÏNE-TAZROUT. K., 2010.** Métallogénie et cadre géodynamique du massif de Boukaïs et des monts d'Ougarta (Béchar/sud-ouest, Algérie).

Th. Doct.; Alger, 251 p.

**HAMDIDOUCHE. R., et AÏT OUALI. R., 2009.** Le volcanisme ougartien (SW-ALGERIE) ; substratum ou manifestation tardive.

*Bull. Serv. Géol. Algérie. Vol. 20, n° 3, pp. 321-339, 4 fig., 2 pl.*

**HAMDIDOUCHE. R., 2009.** Le bassin intra cratonique de l'Ougarta (SW-Algérie) : Evolution géodynamique au paléozoïque.

*Th. Doct.; Alger, 175 p.*

**LEGRAND. P., 1985.** Lower Palaeozoic rocks of Algeria, 5–89. In HOLLAND, C.H. (ed.) Lower Paleozoic Rocks of northwest and west Central Africa. John Wiley, New York.

**LEGRAND. Ph., 2002.** La limite Cambrien– Ordovicien : définition, application au Sahara algérien.

*Mém. Serv. Géol. Algérie., n° 11. pp. 45 – 59, 6 fig.*

**MEINDRE. M., 1955.** Etude géologique du massif de Bou Kaïs.

*Bull. Scient. Econ. B.R.M.A., n°2, 5-50.*

**MENCHIKOFF N., 1928.** Sur l'âge des grés d'Ougarta (Sahara occidental).

*C. R. Ac. Sci. Paris, t. 187, p. 733.*

**MENCHIKOFF N., 1930.** Recherches géologiques et morphologiques dans le nord du Sahara occidental. *Extrait. Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn., III, 2, 147 p.*

**MENCHIKOFF, N., 1933.** La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta.

*Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 11, 109–123*

**MENCHIOFF. N., 1949.** Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidentale. Ann. Hébert et haug, Paris.

Livre Jub. Ch. Jacob, VII : 303-325.

**MENCHIKOFF. N., 1952.** Aperçu géologique, XIXe Congrès Géologique International.

Monographie régionale, 1ère. Série, Algérie, n° 15. Les chaînes d'Ougarta et la Saoura, 16-22.

**NEDJARI. A., AIT OUALI. R., CHIKHI-AOUIMEUR. F., BITAM. L., 2003.** Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : une mobilité permanente. Livret guide, 2ème Séminaire National de stratigraphie, Béni Abbès, 7-10 Dec.

*Mém. Serv. Géol. Algérie. 14, 103 p.*

**ORGM (Office National de la Recherche Géologique), 2000.** Kerzaz (Colomb Béchar), Carte géologique de l'Algérie à 1/200.000. Service géologique de l'Algérie, Boumerdès.

**REMICHI. L., 1987.** Etude géologique du Précambrien de Damrane (chaîne de l'Ougarta, Algérie). Le volcanisme et les minéralisations.

*Doc. Ing. Thesis, Univ., P. et M. Curie, Paris VI. 194 p.*

**TAKHERIST. D., LESQUER. A., 1989.** Mise en évidence d'importantes variations régionales du Flux de Chaleur en Algérie.

*Canadian Journal Earth Science, 26, 615-626.*

**TAKHERIST. D., 1990.** Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord sahariens. Apport de la gravimétrie et des données de puits.

*Thèse Doct., Univ. Montpellier, 220 p.*

**VILLENEUVE. M., CORNEE. J.J., 1994.** Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. Precamb.

*Research., 69, 307-326.*