

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire
Département des Sciences de la Terre
Université d'Oran**

Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire

Option Ensembles Sédimentaires

Mémoire

Pour l'obtention du diplôme de Magister

**ANALYSE STADIALE DE LA "DOLOMIE DU CHEMARIKH"
(AÏN OUARKA, MONT DES KSOUR, ALGERIE)**

Par

Mohamed AMRANE

Soutenu le : 2011, Devant Les Membres de jury

A. OUALI-MEHADJI,	Professeur.....(Président).....Université d'Oran
M. BENHAMOU,	Professeur.....(Rapporteur).....Université d'Oran
M. GHALI,	Professeur.....(Examinateur).... Université de Saïda
B. MANSOUR	Professeur.....(Examinateur)Université d'Oran
A. SEBANE,	Maître de Conférences(Examinateur).... Université d'Oran

Oran, 2011

DEDICACE

**C'est avec un grand plaisir que je dédie ce modeste travail
A mes parents à qui je dois tous les succès de ma vie
A mes frères et sœurs
A ma grande famille
A ma femme**

*Les découvertes récentes ont anéanti toutes
nos illusions sur la simplicité
de l'univers.*

"Gustave le Bon"

Remerciements

Ce mémoire est le fruit de nombreuses années de recherche au Laboratoire de *Magmatisme et Géodynamique des Bassins Sédimentaires Algériens*. Alors avant de commencer, je me fais un honneur d'exprimer mes remerciements à tous mes professeurs qui ont contribué à ma formation de géologue jusqu'au l'arrivée de présenter ce travail.

Ce travail m'a été proposé par mon premier Directeur de mémoire, **Mr Larbi MEKAHLI**, Professeur à l'université d'Oran, que son décès brutal a provoqué une perte pour la géologie de l'Algérie occidentale notamment l'Atlas saharien, et une réorganisation de l'encadrement en particulier cette thèse. Je remercie chaleureusement **Mr Miloud BENHAMOU**, Professeur à l'université d'Oran qui a pris la relève et m'a donné sa confiance et qui a accepté de continuer sur le même thème. Leur soutien et leurs conseils avisés m'ont permis de mener à bien un travail complexe nécessitant des compétences à la fois en sédimentologie et l'analyse microscopique. J'ai pu grâce à eux me perfectionner dans des disciplines qui n'étaient pas – initialement – ma discipline de prédilection, en particulier l'étude des dolomies. L'acquisition de cette double compétence est l'aboutissement d'un pari risqué, à savoir mener un mémoire situé à cheval sur deux disciplines traditionnellement assez cloisonnées. Jeter des ponts entre deux communautés n'est pas chose aisée ; je suis donc reconnaissant à mon Directeur de m'avoir guidé dans les moments difficiles, en particulier le début de thèse.

Je tiens en outre, à remercier tous ceux qui m'ont consacré de leur temps précieux pour lire ce manuscrit, qui m'ont éclairé sur bien des questions et qui m'ont fait part d'un certain nombre de critiques constructives. Notamment :

Mr A. OUALI-MEHADJI, Professeur l'Université d'Oran d'avoir accepté de présider ce Jury. A lui tout ma reconnaissance.

Mr M. GHALI, Professeur l'université de Saïda d'avoir accepté de réaliser le rapport de ce manuscrit pour apporter son avis et ses critiques. J'adresse également mes remerciements à **Mr A. SEBANE** et **Mr B. MANSOUR**, Professeurs à l'Université d'Oran, qui m'ont été d'une aide précieuse et d'accepté de participer au Jury de ma soutenance et examiné ce travail.

Je tiens également à remercier les **Mostapha BENADLA**, Maître de Conférences à l'Université de Tlemcen qui m'a accompagné durant mes sorties sur terrain et la récolte serrée des échantillons, et à **Kada BELKACEM** pour leur aide pour la préparation des morceaux de sucre.

Que **Mr Abbès MAROK**, Maître de conférences à l'Université de Tlemcen, trouve ici, l'expression de ma reconnaissance et de ma profonde gratitude dont il lui revient ma formation de base en géologie et leur direction durant le commencement de cette étude

J'adresse également mes remerciements aux techniciens du Laboratoire du Centre de Recherche et Développement (CRD, Sonatrach, Boumerdès) qui m'ont aidé à la confection de mes lames mince et à leurs tête **Mme F. M'HAMED**. Responsable du Musée de géologie et hydrocarbures, qui ont été l'objet indispensable sur ce travail.

Je suis également reconnaissant à **Mohamed BENDELLA** d'avoir mis son bureau à ma disposition pour l'études des lames et les discussions oral au sujet de mes analyses.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans le soutien permanent des membres de ma promotion A. MOUSSAOUI, A. CHERIF et M. MAZOUZI.

Enfin, un merci à tous les post-graduants du labo pour avoir étayé mes dures journées de labeur par leur sourire, le fou-rire, les blagues et même avec des discussions scientifiques sérieuses. Merci aux occupants successifs des promotions du magister (Ameur Mohamed, Khadraoui, Brahim, Abdelhak, Souilem Fatima, Houcin, Hadj Hbib...), d'y avoir assuré une ambiance chaleureuse tout au long de ces long années.

Merci à tous
AMRANE Mohamed

SOMMAIRE

RESUME	09
ABSTRACT	10

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

I- PRESENTATION GENERAL DE L'ATLAS SAHARIEN	12
A- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE GENERAL	12
B- APERÇU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES MONTS DES KSOUR	12
II- POSITION STRATIGRAPHIQUE DES DOLOMIES DU CHEMARIKH DANS LA SERIE JURASSIQUE ET HISTOIRE PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'AIN OUARKA	14
A- COUPE DE REFERENCE DES FORMATIONS DES MONTS DES KSOUR	14
B- GRANDS TRAITs PALEO GEOGRAPHIQUES DU SECTEUR D'ETUDE AU COURS DU JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN	17
III- HISTORIQUE : BREF RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS	18
IV- OBJECTIFS ET METHODES D'ETUDE	19
A- PROBLEMATIQUE	19
B- OBJECTIFS D'ETUDE	19
C- METHODES D'ETUDE	19

DEUXIEME PARTIE

FACIES ET SEQUENCES SEDIMENTOLOGIQUES

I- LITHOSTRATIGRAPHIE	22
A- POSITION DE LA COUPE	22
B- ETUDE LITHOFACIOLOGIQUE DANS LE CADRE SEQUENTIEL	24
1- Microfaciès de la première séquence et séquences génétiques	24
2- Microfaciès de la deuxième séquence et séquences génétiques	27
3- Microfaciès de la troisième séquence et séquences génétiques	29
C- EVOLUTION SEQUENTIELLE ET DISCONTINUITES	30
1- Première séquence (SI ou de A à E)	30
2- Deuxième séquence (SII ou de F à I)	30
3- Troisième séquence (SIII ou J)	31
II- ENVIRONNEMENT ET CONTEXTE TECTONO-EUSTATIQUE	31
III- CONCLUSIONS	32

TROISIEME PARTIE

EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE ET DIAGENETIQUE DES CARBONATES

I- APERCU ET GENERALITES SUR LES DOLOMIES	35
--	----

A- DEFINITION DES DOLOMIES	35
B- FORMATION ET GENESE DES DOLOMIES	35
1- Les dolomies primaires ou protodolomie	35
2- Les dolomies secondaires	35
3- La dolomite détritique d'accumulation classique	35
II-CLASSIFICATIONS DES CARBONATES (CALCAIRE ET DOLOMIE)	36
A- CLASSIFICATION DE FOLK (1959, 1962)	36
B- CLASSIFICATION DE DUNHAM (1962)	36
III- PETROTYPES DES DOLOMIES	37
A- CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES DOLOMIES	37
1- Classification minéralogique et chimique.....	37
2- Classifications pétrographiques et/ou classification texturale.....	37
3- Approche génétique.....	38
4- Typologies pétrographiques = Pétrotypes.....	39
III-CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET GENESE DE DOLOMITISATION	40
A- LES PETROTYPES	40
B- MILIEU DE DOLOMITISATION	43
C- PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES DOLOMIES OU PORONECROSE	44
1- Analyse pétrographique du système poreux	44
2- Typologie des fractures et porosité	46
3- Evaluation quantitative du système poreux	47
4- Conclusions	47
D- CONCLUSION SUR LA DOLOMIE, LA DOLOMITISATION ET LA POROGENESE	49
IV- ETUDE DIAGENETIQUE	50
A- DEFINITION DE LA DIAGENESE	50
B- PROCESSUS DIAGENETIQUES	50
1- La cimentation	50
2- La micritisation	52
3- La dissolution	55
4- La dédolomitisation	56
5- Le remplacement	57
6- La compaction et la lithification	58
7- La dolomitisation	59
C- ASPECTS ET ARRANGEMENT DES RHOMBOHEDRES	59
1- Aspects pétrographiques	59
2- Les cas particuliers	59
3- Arrangement et fabrique	61
D- CONCLUSIONS	63

QUATRIEME PARTIE

MILIEUX ET MODELES DE DOLOMITISATION

I- CONDITIONS DE DOLOMITISATION : MILIEU ET MODELE	65
A- MILIEU DE DOLOMITISATION.....	65
B- MECANISME ET MODELE DE DOLOMITISATION.....	66
1- Concepts et modèles de dolomitisation.....	66
2- Analyse stadiale et bilan chronologique	70
<i>a- STADE I : Sédimentogenèse - Diagenèse précoce</i>	<i>70</i>
<i>b- STADE II : Dolomitisation précoce</i>	<i>70</i>
<i>c- STADE III : Recristallisation-Cimentation.....</i>	<i>71</i>
<i>d- STADE IV : Dolomitisation/calcitisation tardive.....</i>	<i>72</i>
<i>e- STADE V : Cimentation calcitique tardive (calcitisation).....</i>	<i>72</i>

CINQUIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

I- SEDIMENTOGENESE-DOLOMITISATION.....	75
<i>-Dolomie de première génération ou protodolomie</i>	<i>75</i>
<i>-Dolomie de deuxième génération ou secondaire.</i>	<i>75</i>
II- ENVIRONNEMENT ET MODELE DE DOLOMITISATION.....	76
III- CONTEXTE CLIMATIQUE.....	76
IV- CONTEXTE TECTONIQUE.....	76
LISTE DES FIGURES.....	77
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	78
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	95
TABLE DES MATIERES.....	103

RESUME

Le Djebel Chémarikh constitue le cœur d'un anticlinal entouré par les dépressions d'Aïn Rhezala au Nord-Ouest et de l'Oued Mzimer au Sud-Est. Les "Dolomies du Chémarikh" représentent la première séquence dolomitique à passées calcaires dolomitiques dans la série jurassique des Monts des Ksour. Elles reposent sur les évaporites du Trias. Sa majeure partie (environ 130m) est composée de dolomies tidales en bancs massifs à métriques. Elles s'organisent en séquences élémentaires de comblement. L'analyse microscopique a permis de distinguer plusieurs types pétrographiques : Dolomie microcristalline à texture idiotopique-E, Dolosparite à cristallinité grossière euhedrale avec une texture idiotopique-C et Dolomite idiotopique-P.

Ces dolomies reflètent un milieu de sédimentation de plate-forme marine vaste, très peu profonde, comportant des "tidal-flats", des chenaux de marée dans des zones inter-supratidales. Le cadre climatique chaud et aride est favorable à l'évaporation. Ces conditions favorisent parfaitement le fonctionnement du modèle "Dorag" et du modèle « pompage évaporitique ». Ces modèles illustrent fort bien l'évolution paléostratigraphique de la région soumise à une tectonique saccadée enregistrant plusieurs séquences génétiques de comblement ("*shallowing-up*"). La cristallisation précoce au cours de la sédimentogenèse est lente et conduit à la formation de cristaux limpides de grande taille. La structure idiotopique, suggère, à priori, que les "Dolomies du Chémarikh" se sont formées au-dessous d'une C.R.T. (environ 50°C à 100°C). Enfin, la réactivation de certaines failles profondes peut être à leur tour responsable d'une dolomitisation tardive colmatant la fracturation tectonique.

La partie sommitale de cette mégaséquence est formée de dolomies massives avec de nombreux bioclastes (bivalves et gastéropodes). Ces dolomies bioclastiques où prospèrent ammonite (*Caloceras pironi*) et des Rhynchonellidés, traduisent l'ouverture et l'approfondissement du milieu de dépôt.

Mots-clés : *Dolomitisation, Hettangien, Texture, Diagenèse, Modèle, Chémarikh, Monts des Ksour.*

ABSTRACT

Djebel Chémarikh make the heart of anticline surrounded by Ain Rhezala depression in the North-West and Oued Mzimer from South-East. "Dolomites of Chemarikh" formation presents (shows) the first dolomitic sequence with dolomitic limestone. It refitting upon evaporates of Trias. Its major part (approximately 130 m) is composed of the tidals dolomites in decimetric to metrics banks. It's organised in an elementary sequences. Microscopic analyses serve to distinguish several pétrographic types: Microcrystalline Dolomite with idiotopic-E texture, big euhedral crystalline and idiotopic-P dolosparite with idiotopic-C texture.

These dolomites have shown the sedimentary environment as a vast marine platform with very shallow depth, including the "tidal-flats", and a channel of tidal in the inter-supratidal areas. This climate, which is hot and arid, is favourable for evaporation, those conditions favourite perfectly a functioning of the "Dorag model" and "evaporative pumping model". These models illustrate clearly the evolution of the paleostructure of this area submissive to the saccade tectonic wich marke lot of genetic sequences shallowing-up types. The amount the early crystallization of sédimentogènèse is slow and is taken to make up a big limpids crystals. The idiotopics fabric, suggest, a priority, that the "Dolomites of Chemarikh" was formed under the C.R.T. (about 50°C to 100°C). Finally, the reactivation of some deep faults may be the responsible agent of the later dolomitization filling in the tectonic fracturation.

The upper part of this megasequence is formed with massive dolomites and multiple bioclasts (bivalves and gastropods). These bioclastic dolomites where are prospered ammonite (*Caloceras pirondi*) and Rhynchonellidae, indicate the opening the deepening of such depositing environment.

Key-words: *Dolomitization, Hettangian, Texture, diagenesis, Model, Chemarikh, Ksour mounts.*

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

I- PRESENTATION GENERAL DE L'ATLAS SAHARIEN

A- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE GENERAL (FIG. 1).

Le système atlasique magrébin éparpillé sur la partie septentrionale de la plaque africaine, est représenté par des ensembles bien distincts. De l'Ouest à l'Est, on distingue, le Haut-Atlas et Moyen-Atlas (Maroc), l'Atlas saharien (Algérie) et l'Atlas tunisien. Ce système atlasique correspond à des terrains mésozoïques et cénozoïques formant des blocs stables peu ou pas déformés par les événements compressifs du Tertiaire. Ils sont limités par les Mesetas (Hautes-Plaines et Mésétas marocaines ; Frizon De Lamotte *et al.*, 2000 *in.* Salhi, 2002).

L'Atlas saharien sépare l'Algérie du Nord et le Sahara avec une orientation générale NE-SW. Il se compose des Monts des Ksour, Amour et Ouled Naïl. Il est limité au Nord par le domaine tello-rifain à terrains allochtones, au Sud par la plate-forme saharienne ou par l'accident sud-atlasique traduit par un système de failles et pli-failles aligné d'Agadir (Maroc) au Gabès (Tunisie) ; à l'Est, il continue avec les Aurès pour franchir la frontière algéro-tunisienne (Atlas tunisien) et la frontière algéro-marocaine par les Haut-Atlas et le Moyen-Atlas.

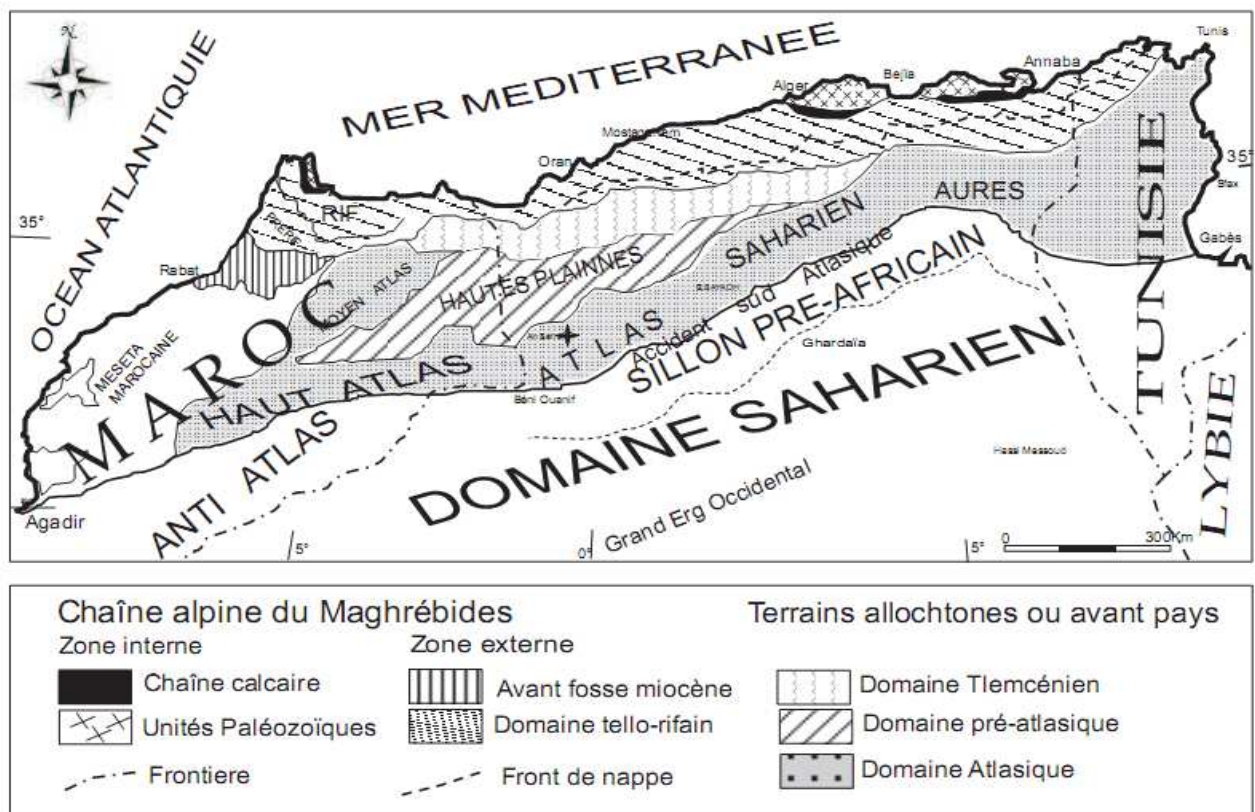


Fig.1- Limites géographiques des différents domaines géologiques (d'après L. Mekahli, 1998).

B- APERÇU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES MONTS DES Ksour

Sur le plan géologique et géographique, l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) est relativement élevé où les masses montagneuses peuvent atteindre 2000 m : à titre d'exemple, Djebel Aïssa près d'Aïn Sefra forme la troisième altitude en Algérie 2236 m.

Cette chaîne plissée comprise entre les Hautes-Plaines oranaise et la plate-forme saharienne. Elle apparaît comme une structure tabulaire au Nord dont la limite est mal définie et le Sahara, au Sud qui est un craton stable à travers la flexure de Lafitte (1939) nommée ultérieurement la flexure sud-atlasique (Marok, 1996) et au Sud-Ouest par la frontière algéro-marocaine.

La géomorphologie est de type jurassien à reliefs plissés et de structures simples (Mekahli, 1998). Les synclinaux de type perchés correspondent à des vastes dépressions et plaines séparant les reliefs couverts par des dépôts tertiaires et quaternaires. Tandis-que les anticlinaux sont apparus comme une ligne de hauteur et de voûte. Cette région est caractérisée par un style tectonique très varié, composé par des reliefs monoclinaux, en éventails, en plis coffrés et en coupoles (Salhi, 2002).

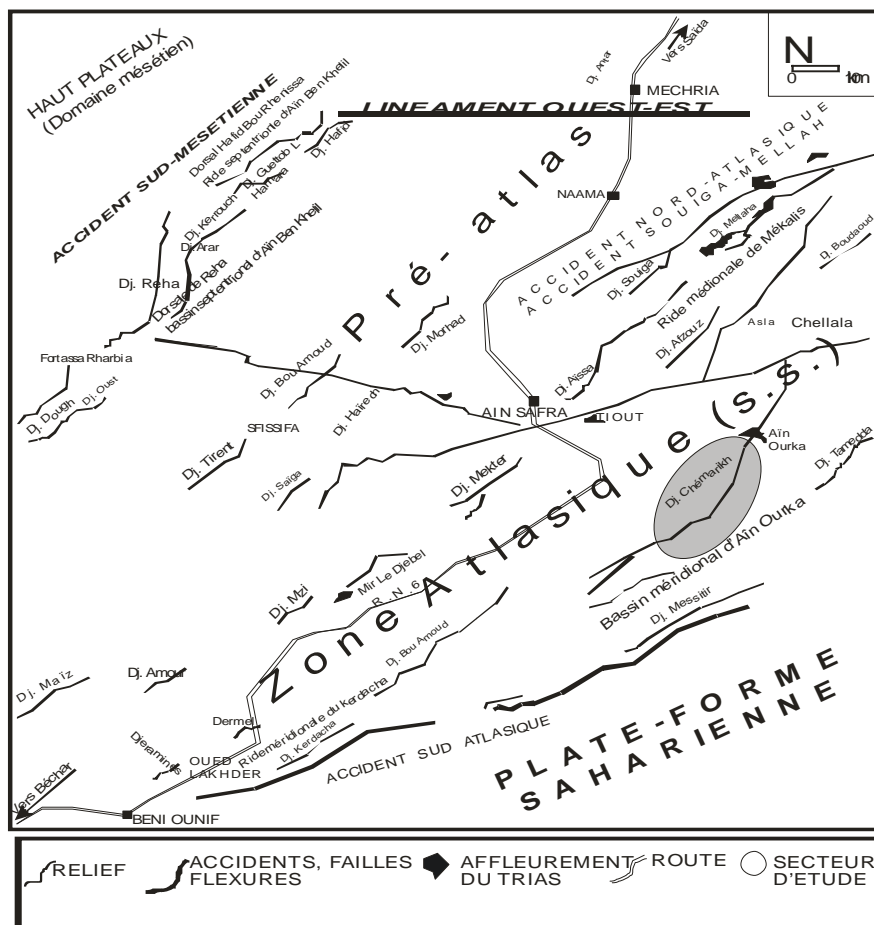


Fig. 2- Carte structurale et localisation de secteur d'étude (Mekahli, 1998)

II- POSITION STRATIGRAPHIQUE DES DOLOMIES DU CHEMARIKH DANS LA SERIE JURASSIQUE ET HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'AIN OUARKA.

A- COUPE DE REFERENCE DES FORMATIONS DES MONTS DES KSOUR (FIG. 4). :

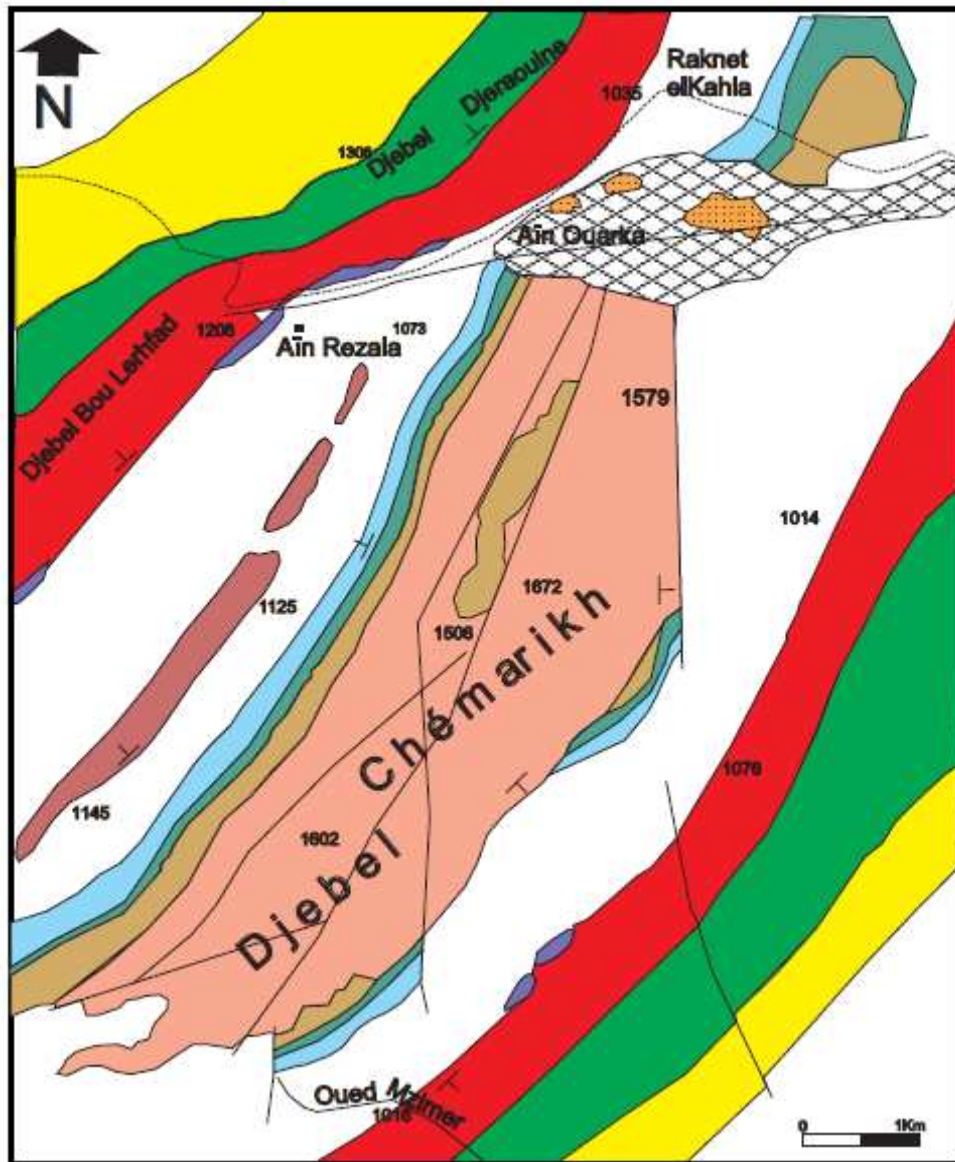
La Formation des "Dolomies du Chémariikh" est encadrée par des affleurements volcaniques du Trias, appartenant à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP ; Meddah, 2010) et les formations jurassiques inférieur et moyen (Bassoullet, 1973 ; Aït Ouali, 1991 ; Mekahli, 1998). On adopte la succession lithostratigraphique définie par ces derniers auteurs.

1- Dolomies du Chémariikh : c'est la formation L1 qui est datée relativement à l'Hettangien et au Sinémurien en partie (Aït Ouali, 1991). Elle correspond à des calcaires dolomitiques et dolomies en bancs épais et massifs de couleur gris-beige. La découverte d'une ammonite de la Zone à Planorbis (Elmi et *al.* 1998) a précisé l'âge Hettangien inférieur (Elmi et *al.* 1997).

2- Alternances de Aïn Ouarka : elles sont composées par des 1°) Calcaires noirâtres lités ; 2°) Calcaires à traînées rouges ; 3°) Alternances de marnes et de calcaire à silex et 4°) Alternance de marnes et de calcaire ondulés (Sinémurien). Ces alternances sont surmontées par les marnes et calcaires (Carixien) sur lesquelles se trouvent les Alternances violacées et les Alternances noirâtres de marnes et de calcaires du Domérien.

3- Marno-calcaires d'Aïn Rhézala : (partie supérieure du L4 (Aït Ouali, 1991) subdivisés en trois membres (Mekahli, 1998) : 1°) Alternance espacée de marnes et de calcaires (Toarcien inférieur.) ; 2°) Alternance rapprochée de marnes et de calcaires à filaments (Toarcien Moyen) et 3°) Alternance rapprochée de marnes et de calcaires à *Zoophycos* (Toarcien supérieur).

4- Brèches de Raknet el Kahla : d'âge Aaléno-Bajocien, elles sont composées par des 1°) Alternances de marnes et de calcaires gris-noir et des 2°) Alternances de marnes et de calcaires à aspect schisteux.



1- Facies volcano-sédimentaire avec épanchement basaltique (Trias) ; 2- Dolomie de Chémariikh (Hettangien) ; 3- Alternance de Ain Ouarka(Sinémurien-Domérien) ; 4- Marno-calcaire d'Ain Rhezala(Toarcien) ; 5- Brèche de Raknet el Kahla (Aalénien-Bajocien) ; 6- Formation de Théniet el Klakh (Bajocien sup.) ; 7- Formation de Tifkirt (sommet du Bajocien sup.-Bathonien) ; 8 et 9 - Formation du Djara et Formation du Aïssa (sommet du Dogger et Jurassique sup.) ; 10-Formation superficielle récente ; 11- Récifs du Bajocien sup. ; 12 - Pendages ; 13- Limites des formations ; 14- Failles.

Fig. 3- Carte géologique du secteur de Ain Ouarka (d'après J.P.Bassoullet, 1973 ; in. Mekahli, 1998).

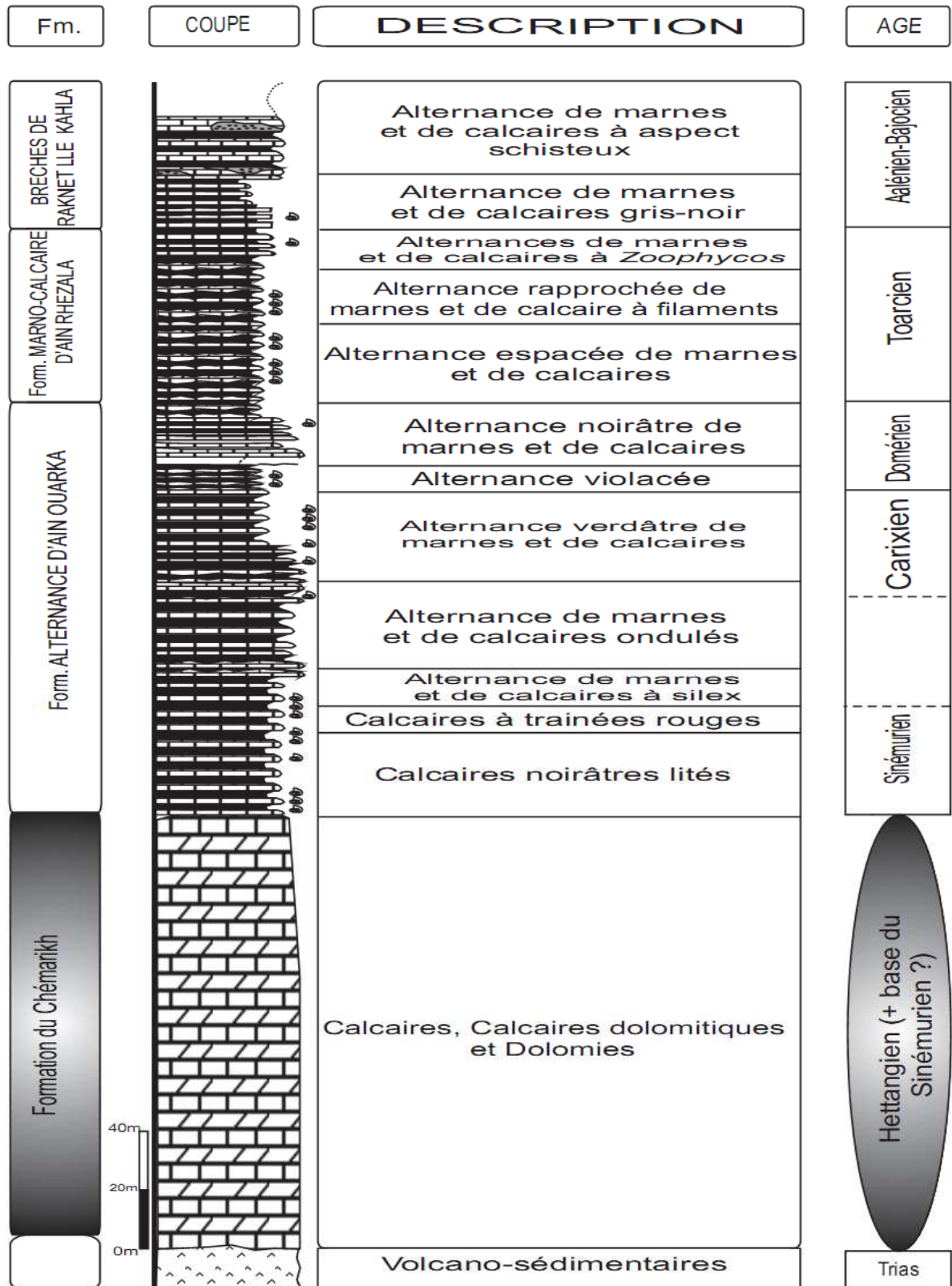


Fig. 4- Succession lithostratigraphique de référence de Djebel Chémarikh (Mékahli, 1998).

B- GRANDS TRAITES PALEOGEOGRAPHIQUES DU SECTEUR D'ETUDE AU COURS DU JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN

L'évolution paléogéographique au cours du Mésozoïque complétée par les synthèses biostratigraphiques (Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1973 ; Tlili, 1995 ; Mekahli, 1998) retrace une chronologie des événements au cours du Mésozoïque. Depuis la première phase de naissance, le bassin n'a pas cessé d'activer. Il est le siège de subsidence active et continue grâce à des phénomènes tectoniques. Ces derniers résultent de contraintes en extension du Trias correspondant à l'ouverture du rifting (Aït Ouali, 1991 ; Meddah, 2010). De nombreux changements ont été marqués et enregistrés pendant le Jurassique :

- Vers la fin du Trias, où un dépôt lagunaire occupait cette région du bassin (Meddah, 2010), une plate-forme carbonatée s'installe avec une faible profondeur dans des conditions assez chaudes favorisant ainsi la dolomitisation secondaire. Le début de l'Hettangien génère un apport sédimentaire important et une très forte subsidence dans le sous-bassin d'Ain Ouarka, illustrant les premiers indices d'ouverture sur la mer ouverte matérialisé par les "Dolomie du Chémarikh".
- Au Sinémurien, des prémices d'approfondissement commencent dès le Sinémurien inférieur dans ce secteur et il se généralise en atteignant les différents ombilics.
- Au cours du Carixien, le sillon d'Ain Ouarka est bien marqué par les sédiments de la plate-forme externe. En contre-partie, le milieu de plate-forme interne perdure dans les autres secteurs. Ces derniers sont marqués par le début d'une dislocation de la plate-forme au moment que le secteur de l'Ain Ouarka montre un grand dénivellement de la pente sédimentaire à la fin de cette période.
- Au Domérien, un faciès d'ammonitico-rosso et marneux à silex occupe successivement les secteurs d'Ain Ouarka, Mékalis et Ben Khelil indiquant l'installation d'une pente sédimentaire avec un passage au bassin (Salhi, 2002).
- Au Toarcien, c'est l'ouverture maximum du sillon atlasique et l'individualisation des domaines qui s'enrichissent en faunes nectoniques et benthiques.
- A l'Aalénien et au Bajocien inférieur, le caractère de milieu ouvert, profond à fort subsidence, persiste au secteur d'Ain Ouarka et de Mékalis, tandis que les bordures (secteur de Ain Ben Khelil sont occupées par une sédimentation de plate-forme interne qui montre une progradation de faciès. A Djebel Melah, le retour d'un faciès d'ammonitico-rosso marneux indique une pente distale vers un dépôt marneux riche en ammonites.
- Le Bajocien supérieur débute par l'installation des barrières récifales qui manquent une diminution de la profondeur au secteur d'Ain Ouarka surtout avec l'arrivée des premières décharges détritiques.

III- HISTORIQUE : BREF RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS

Cette partie relève les plus grands et importants travaux qui retracent l'évolution des connaissances géologiques sur l'Atlas saharien particulièrement de l'ère Mésozoïque.

Les premiers travaux consistent à une exploration préliminaire pour la géologie régionales, citons parmi les plus anciens ceux de : Pouyanne et Peron (1874-1883) ; Welsch (1890). Ainsi, plusieurs cartes géologiques de l'Atlas saharien au 1/800.000, au 1/400.000 et 1/200.000 ont été menées par G.B.M Flamand (1900) et publiées en 1911 dans une grande thèse consacrée à toute l'Oranie. Ces travaux serviront comme une base de plusieurs recherches multidisciplinaires ultérieures (géologie, géomorphologie, tectonique et paléontologie) notamment dans le secteur d'Aïn Ouarka.

La période jurassique des Monts des Ksour a intéressé les géologues dès la fin du 18^{ème} siècle. Les premiers travaux réalisés sont, en majeure partie, d'ordre stratigraphique : Arkell et Lucas (1953), Lasnier (1965), Bassoullet (1966). Les deux premiers ont signalé le genre *Ermoceras* dans les séries Bajociennes de l'Atlas saharien au niveau du Djebel Guettai. Le dernier (Bassoullet) a mis en évidence le Lotharingien (Sinémurien supérieur) grâce à la découverte d'un niveau à *Asténoceras* dans le Djebel Chémariikh. Une année après, Bassoullet et Alliou découvrent des dinosauriens de l'Infra-Lias et du Crétacé inférieur.

Parallèlement, de nombreuses analyses tectoniques et cartographiques ont été menées dans l'Atlas saharien, citons : Flamand (1911), Lafitte (1939), Cornet (1952). Les travaux de Cornet et Lafitte ont obtenu des résultats complémentaires où ils distinguèrent l'accident Nord-atlasique. Ils donnèrent également une analyse tectonique et stratigraphique modifiant l'échelle stratigraphique définie par Flamand. Les neuf cartes photogéologiques au 1/100 000^e qui ont été réalisées par Galmier (1970) ont incité les géologues d'approfondir l'étude géologique. Ces cartes présentent une vue d'ensemble sur la tectonique des Monts des Ksour. La réalisation de ces cartes a poussé G. Busson (1970) à faire une synthèse fondamentale sur le Mésozoïque saharien en établissant une corrélation entre le domaine saharien et le domaine atlasique.

Des travaux récents ont été résumés essentiellement dans des thèses, citons : L. Mekahli (1995, 1998), Mekahli et Elmi (1997, 1999) ; N. Kazi-Tani (1986) ; R. Aït Ouali (1991) ; Yelles-Chaouche et *al.* (2001) ; Sebane (2007) ; Meddah (2010). Ces travaux traitent principalement la stratigraphie paléontologique fine et les différentes phases d'ouverture du bassin du Ksour. On peut ajouter des sujets de Magister très pointus : sur les édifices récifaux du Bajocien (Tlili, 1994), sur les peuplements des brachiopodes du Bajocien supérieur et le Bathonien (Ouali-Mehadji, 1995) ; sur la plate-forme saharienne (Charef-Fendi) (Mekaoui, 2000) et enfin sur la plate-forme du domaine Pré-atlasique (Salhi, 2001). Tous ces travaux ont été actualisés dans des publications de synthèse (Elmi, 1978-1986 ; Elmi et *al.*, 1998).

IV- OBJECTIFS ET METHODES D'ETUDE

A- PROBLEMATIQUE

La problématique du sujet est de définir les limites inférieures et supérieures de la formation en question. A entreprendre une étude sédimentologique des dolomies qui n'avait jamais été étudiée en détail. Cette étude demande un inventaire de microfaciès et une analyse stadiale des pétrotypes afin de déterminer le mode et le milieu de la dolomitisation.

Pour cela, on adopte les différents types de modèle, définis sur une bordure de plate-forme carbonatée en zone côtière (Badiozamani, 1973 ; Hanshaw *et al.*, 1971 ; Land, 1970, 1975 ; Bourrouilh, 1973 ; Folk et Siedlecka, 1974 ; Folk et Land, 1975 ; Buchbinder, 1981).

B- OBJECTIFS D'ETUDE

Ce travail consiste à :

- déterminer la nature pétrographique (pétrotypes) des cristaux de dolomie qui sont difficilement distingués sur terrain par une méthode classique de laboratoire d'une part, et limiter les niveaux et le degré de la dolomitisation d'autre part ;
- définir toutes les structures diagénétiques (figures de dessiccation, recristallisation, dolomitisation ...)
- décrire et interpréter les relations géométriques entre les éléments ;
- et finalement établir une chronologie relative des phénomènes (précoce et tardive).

C- METHODES D'ETUDE

1- Sur Terrain : Malgré les caractéristiques particulières de cette formation notamment la dolomitisation, la dureté des bancs, la stratonomie et leur visibilité difficile, nous avons levé une coupe aussi précise et complète par la méthode de banc par banc et avec un échantillonnage serré.

2- Au Laboratoire : nous avons effectué une analyse pétrographique fine. L'étude de 82 lames minces, confectionnées au *Laboratoire du Centre de Recherche et Développement (CRD-SONATRACH)* ont été analysés minutieusement à l'aide du microscope polarisant (*Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire*). Il est regrettable de ne pas appliquer le principe de la coloration (Alizarine et Ferricyanure de potassium) suivant la méthode explicitée (Friedman, 1959 ; Evamy, 1963). La calcimétrie s'est réalisée à l'aide d'un autocalcimétrie (Fig. 5) disposé au niveau de la Société Contractant : *Géolog, Surface Logging*) où j'exerce comme un ingénieur consultant.



Fig. 5- Autocalcimètre utilisé dans la mesure de la dolométrie

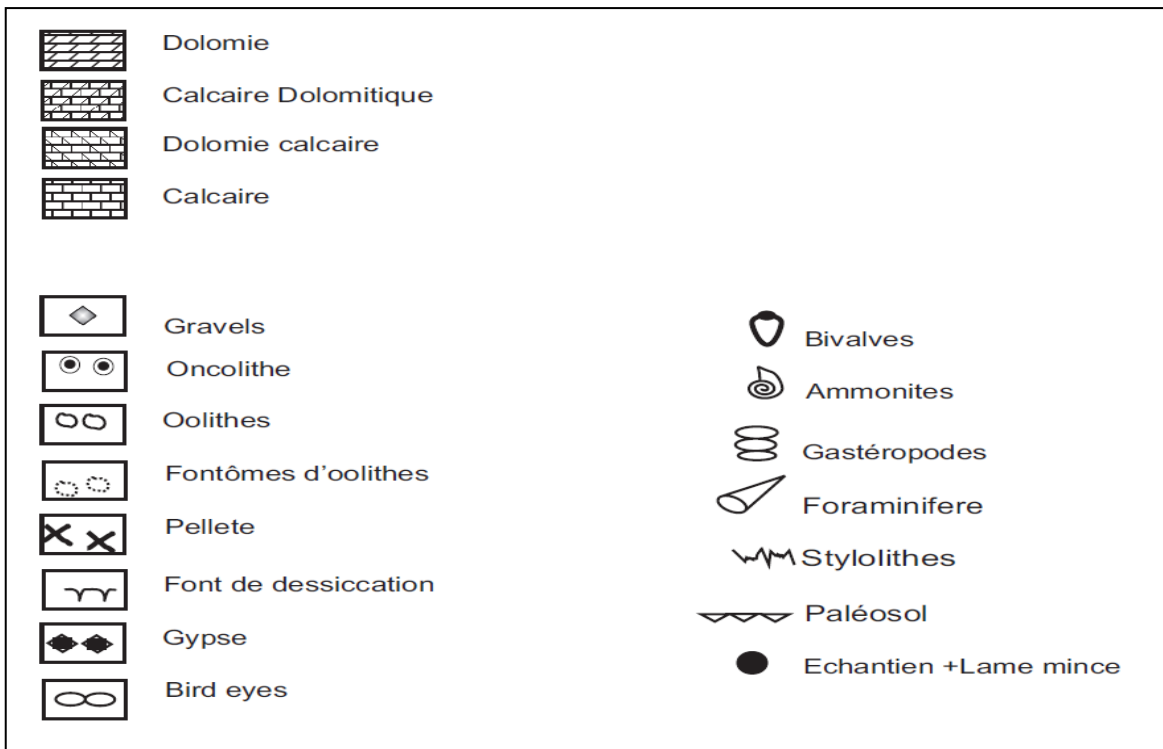


Fig. 6- Légende des figures utilisées.

DEUXIEME PARTIE

**FACIES ET SEQUENCES
SEDIMENTOLOGIQUES**

I- LITHOSTRATIGRAPHIE

A- POSITION DE LA COUPE (FIG. 7, 8 et 9).

La coupe est levée sur le flanc Nord Ouest du Djebel Chémariikh d'où le nom provient de "chwari" (selle) reflétant la structure anticlinale. Elle a pour coordonnées Lambert :

$X = 231,0$ $Y = 237,1$ et $X' = 232,1$ $Y' = 236,5$ et par la position prise par le GPS :

$N 32^{\circ} 43' 21.6''$ et $W 000^{\circ} 09' 24.7''$



Fig. 7 - Extrait de la carte topographique d'Aïn Safra au 1/200 000^e montrant la région d'étude ; Carte du Sahara N I-30-VI.

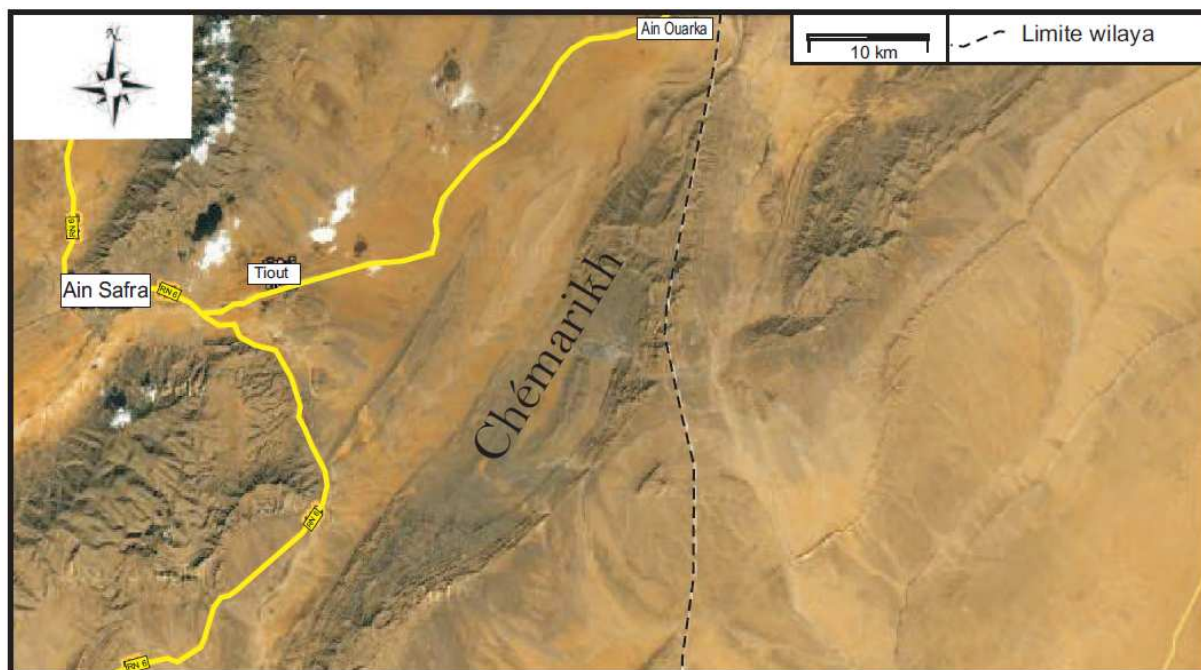


Fig. 8- Carte satellitale positionnant le Djebel de Chémarikh

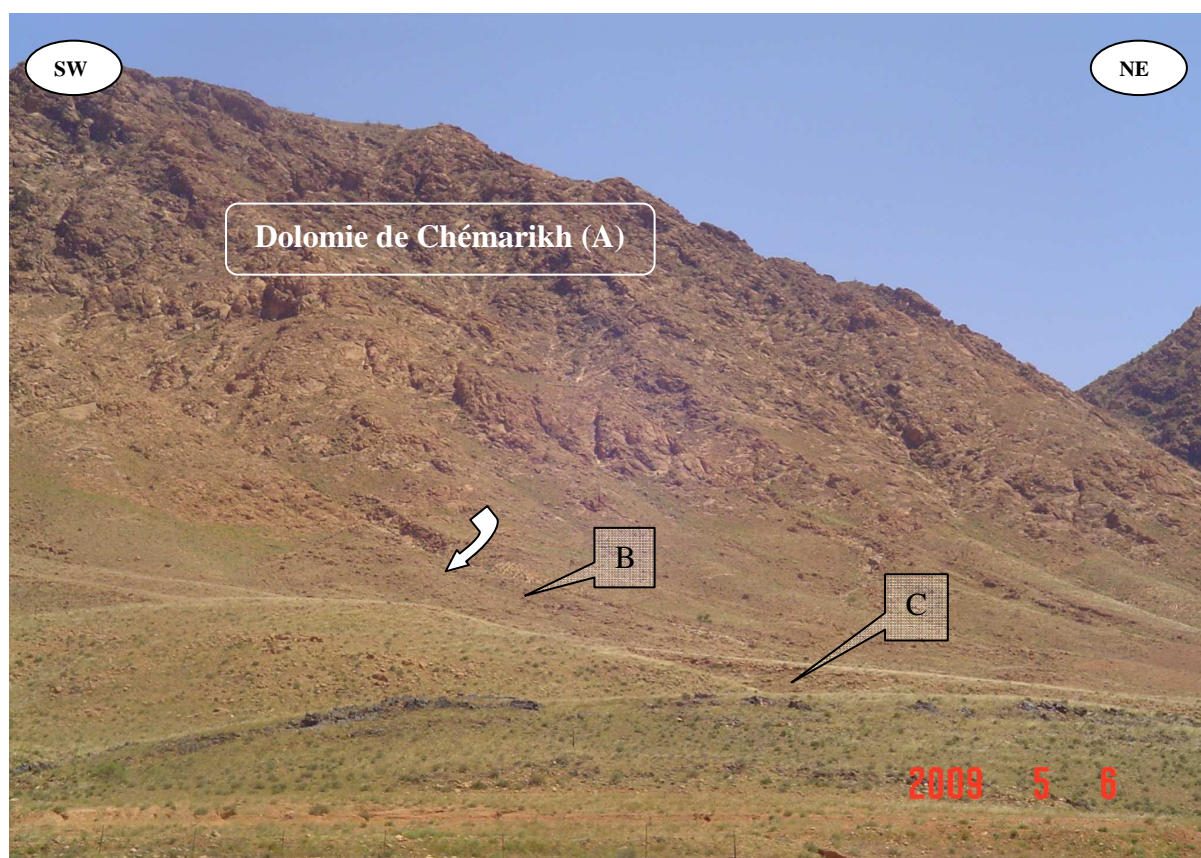


Fig .9- Vue panoramique du périclinal oriental du Djebel de Chémarikh.
 A : Dolomie de Chémarikh ; B : Alternance d'Ain Ouarka ; C : Marno- calcaire de Ain Rhozala.
 ↷ : Limite supérieure de la Formation de la Dolomie de Chémarikh (surface bioturbé).

B- ETUDE LITHOFACIOLOGIQUE DANS LE CADRE SEQUENTIEL

La coupe lithologique dans leur cadre séquentiel montre la succession de plusieurs séquences à petite échelle. Ces unités élémentaires seront uniquement considérées ici sous l'angle de leur architecture (faciès et limites) connus sous les termes de paraséquences (Van Wagoner, 1985, Van Wagoner *et al.*, 1988), de *Punctuated Aggradational Cycles* (Goodwin et Anderson, 1980a, 1985 ; Anderson *et al.*, 1984 ; Goodwin *et al.*, 1986, de cyclothèmes (Wanless et Weller, 1932), de motif stratigraphique élémentaire (Proust, 1990, 1992).

La première et la deuxième séquence sont composées de cinq séquences élémentaires régressives de 4^{ème} ou 5^{ème} ordre s'organisant en séquences de type "*shallowing-up*". La troisième séquence comprend trois séquences de même type. Ces séquences sont constituées par les termes suivants :

1- Microfaciès de la première séquence et séquences génétiques (fig. 10)

- *Calcaires sombres fins* (n° 1a, 1b ; 2,30 m ; A) : il s'agit de calcaires pelliculaires à oncolithes (PL. I ; Ph. 1a) renfermant des bioclastes à bordure micritisée (PL. I ; Ph. 1b) et de rares cristaux de gypses. Ces carbonates sont affectés par des structures fenestrales ("*Keystone-vuggs* ; K"). Les parois de ces vacuoles sont tapissées par des cristaux lamellaires dolomitiques (PL. I ; Ph. 2c). Le vide est colmaté par des cristaux équigranulaires sparitiques (PL. I ; Ph. 2d). La texture est une pelmicrite à oncolithes.

- *Calcaires dolomitiques fins* (8,70m ; B) : il est composé par deux faciès à composition différente :

- (n° 2 à 4 ; 6,20 m) : il correspond à une protodolomie de couleur jaune clair à la cassure renfermant des oncolithes en voie de dolomitisation (PL. I ; Ph. 3a et 4a). Cette roche est affectée par la dessiccation qui engendre des vacuoles (PL. I ; Ph. 3b et 4b) remplies par des cristaux de calcite disposés en "*dent de chien*" (PL. I ; Ph.5c). Le centre des cavités est colmaté par un monocrystal de cristaux dolomitique (PL. I ; Ph. 5d). Des formes de gypses en baguettes y sont présentes.

- (n° 8 à 9 ; 2,30m) : c'est un banc protodolomitique à petits cristaux à faces presque planes (subhédraux) et équigranulaire (PL. I ; Ph. 8a) à rares éléments à la base. Cette roche évolue à des calcaires pelliculaires riches (PL. I ; Ph. 8a2) en cristaux de gypses partiellement dissous (PL. I ; Ph.8c). Ce faciès est affecté par une dessiccation plane (*Planar bird-eyes*).

Latéralement, ces calcaires ont subi une dolomitisation intense (PL. I ; Ph.10a3) avec dessiccation. Les vacuoles sont remplies de cristaux à faces bien développés à texture idiotopique. Ces cristaux sont qualifiés de "*Dolomites baroques*" (PL. I ; Ph. 10b2).

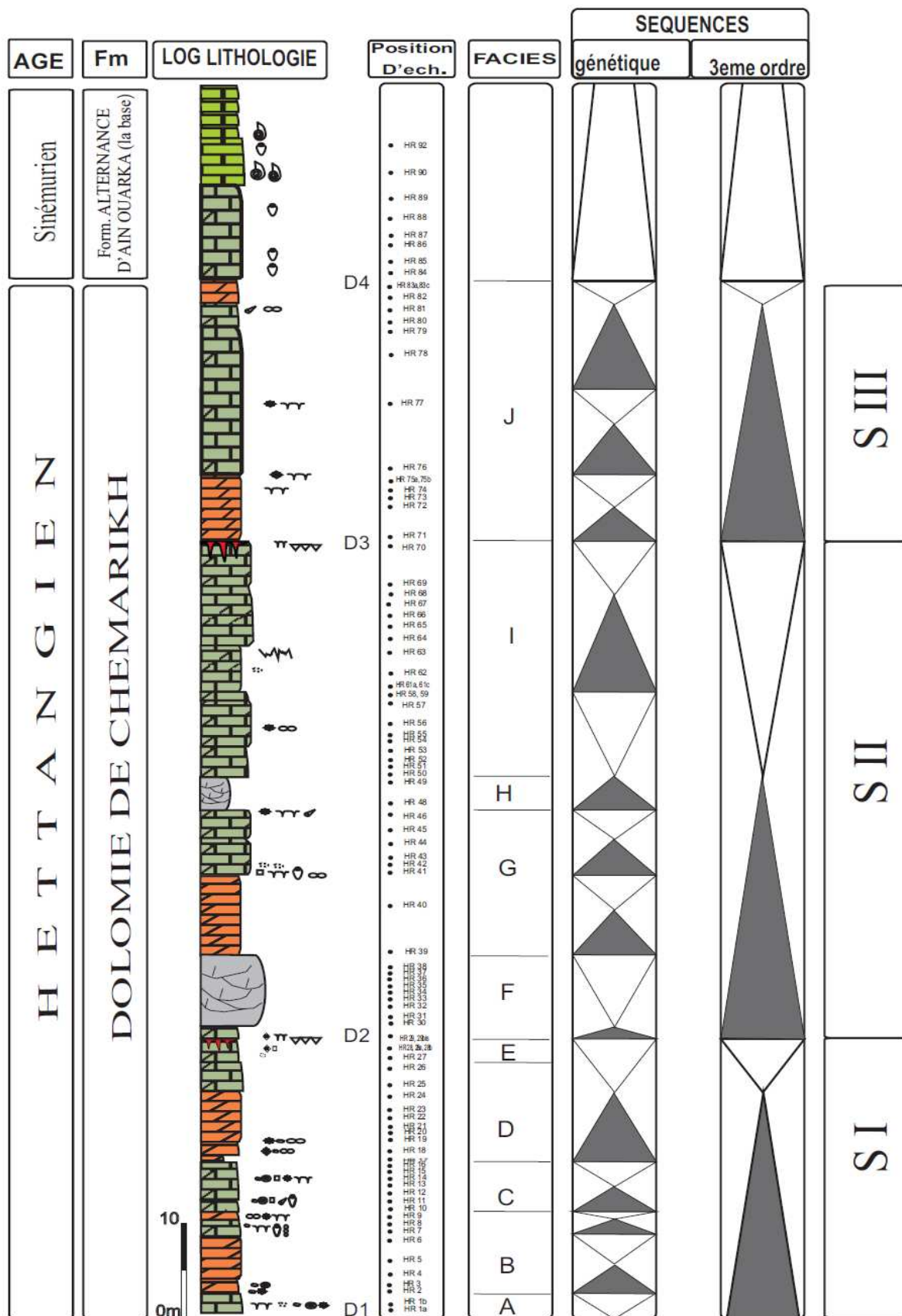


Fig.10- Différents lithofaciès et séquences génétiques des "Dolomies de Chémariikh"

- Calcaires graveleux bioclastiques (n° 10 à 16 ; 5,50m ; C)

Il s'agit de calcaire grainstone graveleux renfermant des bioclastes et des gastéropodes remaniés recristallisés à remplissage géopétal partiel. Le centre des loges sont colmaté par de la sparite équigranulaire (PL. II ; Ph. 11a). Cette faune est associée à des foraminifères (Textulariidés) (PL. II ; Ph.13 F). De gros intraclastes avec de rares cristaux de gypses polymorphes y sont présents. Ce microfaciès montre une dessiccation plus intense. Les vacuoles sont remplies par des cristaux subeudédraux à texture xérotopique (PL. II ; Ph.12b). Les espaces poreux et le centre des vacuoles sont remplies par une microsparite (PL. II ; Ph.13c et Ph.14c).

Le dernier banc (n°15) se termine par un paléosol fersialitique montrant des phénomènes d'émersion (éléments vadoses) avec un ciment pendant (microstalactitique). Ce banc est recouvert par un mince niveau de calcaires renfermant des intraclastes avec des vacuoles de dessiccation. Ces vides sont remplis par des cristaux de calcite en "dent de chien". A ce niveau, des bioclastes de gastéropodes sont dessous et recristallisés en dolomie.

- Dolomie cristalline (n° 17 à 26 ; 7.50m ; D) : il se compose de trois termes

- (n°17 ; 0,50m) : C'est un banc de dolomie à cristaux à faces bien développées et isogranulaires (PL. II ; Ph. 15a et 16a) de type porphyrotopique (PL. II ; Ph. 16P). Quelques cristaux sont zonés (PL. II ; Ph.15Z). Latéralement, la dolomitisation est moins développée (PL. II ; Ph.15b) où on observe des à faciès calcaires épargnés montrant une texture originelle fruste à menues baguettes de gypses (PL. II ; Ph.18).

- (n°18 ; 1,40m) : il s'agit d'un banc stracrocroissant, légèrement dolomitisé montrant des cristaux euhédraux à texture équigranulaires. Les vacuoles montrent à leur tour des cristaux baroques, avec de rares cristaux de gypse.

- (n°19 à 22 ; 5,60m) : c'est une dolomie à gros cristaux à lobes bien développés (PL. II ; Ph.19) qui s'affinent et devenant anhédraux et équigranulaire (PL. II ; Ph.20). Ce faciès est affecté par les figures de dessiccation ("*Keystone-vuggs*"). Les parois des vacuoles sont totalement tapissées par des rhombes de dolomie bien individualisés et zonés (PL. III ; Ph.21b). Le centre de la cavité est colmaté par de gros cristaux de calcite (PL. III ; Ph.22b).

- Calcaire dolomitique à oolithes (n° 27 à 28 ; 7,10m ; E) : il correspond à des calcaires de texture packestone à grainstone légèrement dolomitisés contenant des fantômes d'oolithes dolomitisés (PL. III ; Ph.23a). Le faciès est affecté par la dessiccation de type "*keystone vuggs*". La bordure des cavités est tapissée par des cristaux disposés en "*dents de chien*" (PL. III ; Ph.23b) de la zone vadose phréatique (PL. III ; Ph.23b). Le pore est colmaté par une sparite tardive (PL. III ; Ph. 23c et 24c).

Latéralement l'aspect est plus dolomitisé à fantômes d'oncolithes-vadoses (PL. III ; Ph. 25a). La texture est dolomicritique dont l'espace intergranulaire est colmaté par une sparite équigranulaire (PL. III ; Ph.25b et 26b) à rares grains de quartz silteux et des cristaux de gypses brisés et partiellement dissous (PL. III ; Ph. 25a).

Ce terme (banc n°29) s'achève par un horizon à encroûtement calcaire affecté par des fentes verticales qui sont remplies par une argile rouge (PL. III ; Ph.29a) ; il s'agit d'un paléosol avec des racines probables (PL. III ; Ph.27 R) à nucléus détritiques (quartz) perçant la microcalcrête (PL. III ; Ph. 27MC), associées à des courbes calcitiques (PL. III ; Ph. 27C). Le vide est occupé par une plage dolomitique pœcilitique à faces lobées et zonées (PL. III ; Ph.28LZ) entourée par des mini-flocons d'anhydrite (*chicken-wire* ; Ph.28c), associés à des grains ferrugineux (PL. III ; Ph. 27F). Cet horizon marque incontestablement la limite de la séquence.

2- Microfaciès de la deuxième séquence et séquences génétiques (fig. 10)

- **Bancs chenalisés inférieurs (n° 29 à 39 ; 9,20m ; F) :** il correspond à un empilement de bancs d'ordre décimétrique à métrique chenalisés à stratifications emboîtées. Ce sont des calcaires micritiques en voie de dolomitisation contenant des bioclastes dissous (PL. IV ; Ph.31a). Les baguettes de gypse sont bien conservées (PL. IV ; Ph.32b). Ces carbonates sont affectés par des fenestrés de type "*bird-eyes*" (PL. IV ; Ph. 33c) laissant des vacuoles remplies de sparite tardive (PL. IV ; Ph. 33c).

Les premiers niveaux dolomitiques sont suivis par des calcaires épargnés de la dolomitisation qui correspondent à un mudstone pelmicritique contenant des bioclastes et quelques foraminifères dissous (PL. IV ; Ph.34F), associés à des thalles d'algues. Les figures de dessiccation de type "*keystone-vuggs*" y sont présentes et elles sont remplies par la sparite palissadique (PL. IV ; Ph. 33c) de bordure et le vide central est colmaté par de la sparite en mosaïque. La fréquence des cristaux de gypse se multiplie vers le centre de ce terme. D'autres bancs révèlent des vacuoles à remplissage divers : cristaux en colonne ou en palissades (PL. IV ; Ph.34P), suivis par des monocristaux de calcite et le colmatage géopétal du pore par de la micrite à foraminifère (PL. IV ; Ph. 34F). Le banc (n° 35) montre des cristaux de bordure équigranulaires et un grand monocristal (PL. IV ; Ph. 35MC) colmatant l'espace poreux, par contre une texture en mosaïque équigranulaire (PL. IV ; Ph. 36ME) dans le banc (n°36).

- **Bancs médians stratifiés (n° 40 à 46 ; 15,70m ; G) :** Ces bancs présentent une alternance de dolomies cristallines et des calcaires dolomitiques. La succession est la suivante :

- (n° 40) : il s'agit d'un empilement de six bancs massifs de dolomie cristalline ou dolosparite à cristaux euhédraux de texture équigranulaire de type idiotopique (PL. IV ; Ph.37 à 40).

- (n° 41 à 42) : 2 à 4 bancs de calcaires micritiques à pellets grossiers en voie de dolomitisation (PL. V ; Ph.41a et 42a) à rares bioclastes dissous et recristallisés. Les bordures externes sont micritisées (PL. V ; Ph.41b). De rares cristaux de gypse (PL. V ; Ph.41ac) y sont

présents. De grands rhomboédres (PL. V ; Ph.44d) se distinguent dans un ciment pœcilitique (PL. V ; Ph. 44). On note la présence d'une fracture à remplissage cristallin de dolomie en forme palissadique (PL. V ; Ph.45e). Le vide est obstrué par des cristaux sparitiques équi-granulaires (PL. V ; Ph.42b).

- (n° 43 à 46) : 8 bancs de dolomies fines (protodolomicrite) de couleur violacée (PL. V ; Ph.46a), à laminations frustes, tantôt obliques, tantôt entrecroisées. Les vacuoles et les fissures sont remplies par une sparite de grande taille qui forme une texture poïkilotopique renfermant des rhombes de dolomies bien individualisés. Ce banc se termine par des calcaires pelmicritiques à bioclastes dissous et légèrement dolomités. Ces bancs sont affectés par des figures d'émersion à "*keystone vuggs*".

- **Bancs chenalisés supérieurs (n° 48 à 49 ; 3,70m ; H)** : il correspond au deuxième empilement de bancs chenalisés d'ordre décimétrique à métrique de dolomie à cristallinité très fine, très indurées de couleur gris foncé. Le microfaciès montre une texture fine équi-granulaire de type xénotopique.

- **Alternance calcaire/dolomie à gypse (n° 50 à 70 ; 25.10 m ; I)** : cette alternance est formée par un empilement de bancs dolomitiques massifs de couleur rousse et des bancs de calcaires beiges indurés. Le microfaciès de ces roches révèle la description suivante :

- (n° 50 à 59) : c'est un ensemble de bancs calcaires micritiques à pellets (PL. VI ; Ph.52a) et 53a), à grains de quartz avec un rarissime de gypse dissous (PL. VI ; Ph.52b et 53). Les cavités de type "*keystone-vuggs*" sont remplies par des palissades de sparite (PL. VI ; Ph.54c) et les pores sont colmatés par des monocristaux (PL. VI ; Ph.54d).

Le banc (n°51) montre une lamination micritique cyanobactérienne, contaminée par le gypse en voie de dissolution. Ce banc est surmonté par des calcaires (n°58) à gravelles montrant un ciment de bordure spectaculaire constituant une structure microstalactitique polyphasée. Celle-ci est composée par une micro-alternance de micrite sombre (PL. VI ; Ph.55MF) et de petits cristaux disposés en "*dents de chien*" (PL. VI ; Ph.55e). Ces calcaires se développent légèrement en dolomies au sommet (n°60) qui se chargent par des fantômes d'oolithes (PL. VI ; Ph.56g et 57g). La partie sommitale de ces calcaires dolomitiques est affectée par des figures de dessiccation. Les cavités sont remplies par des dolomies (PL. VI ; Ph.58h) (sparite transformée en dolomite) contenant des grains de quartz silteux : ils sont de véritables "*silt-vadose*". Quelques plages micritiques sont épargnées de la dolomitisation comprenant des particules micritisées stalactitiques cyanobactériennes, associées à des oncolithes-vadoses probables.

- (n° 61A) : Un petit banc de dolomie microcristallin à cristaux euhédraux constituant une texture équi-granulaire de type idiotopique. Notons également la croissance des rhombes de dolomie zonée.

- (n° 61C à 62) : 5 bancs de calcaires micritiques (a) gris-foncé, à texture mudstone à oolithes dolomités (Ph.60a) entourés par des cristaux équi-granulaires disposés en "*dents de chien*" associés à des fantômes d'oncolithes à laminations micritiques cyanobactériennes affectées par des figures de dessiccation (Ph.61a). Notons également un stylolithe à enduit argileux recoupant le microfaciès (Ph.63 ; S). Les cavités sont obstruées par des rhombes euhédraux bien développés (b). D'autres montrent bien la structure en croix (n°62). Le centre du pore est occupé par de la calcite monocristal poëcilitique englobant de petits rhombes de dolomies à inclusion centrale (Ph.62b).

- (n° 63 à 70) : une masse de dolomie macrocristalline de couleur brunâtre constituée de plusieurs bancs d'ordre métrique à cristaux euhédraux équi-granulaires (PL. VII ; Ph.64a). Les cavités de dessiccation sont remplies par des cristaux euhédraux à texture poikilotopique (PL. VII ; Ph.61b et 62b), et à sub-euhédraux équi-granulaire de type hypidiotopique (PL. VII ; Ph.63c). D'autres vacuoles sont colmatées par des rhombes de dolomies bien individualisés serties dans une plage calcitique poëcilitique (PL. VII ; Ph.66c). Ce banc se termine par des fissures béantes de soutirage colmatées par des argiles rouges englobant des grains de quartz avec quelques cristaux de gypse dissous. Ce remplissage est couvert par un horizon millimétrique de micrite argileux rouge brique indiquant incontestablement un paléosol (LM, n°70 ; PL. VII ; Ph.65). Ces caractéristiques sédimentologiques soulignent indubitablement une émergence temporaire.

3- Microfaciès de la troisième séquence et séquences génétiques (fig. 10)

- **Alternance calcaire/dolomie sans gypse (27,90 m ; J)** : c'est une alternance massive de bancs calcaires dolomitiques d'ordre métrique (1 à 1,50m) et calcaires d'ordre décimétrique (0,50 à 0,90m). Cet empilement de bancs montre la succession suivante :

- (n° 72 à 74 ; 6,30m) : il s'agit de dolomie microcristalline (PL. VIII ; Ph.67) beige à la cassure, légèrement indurée et timidement silteuse. Ce sont des dolomicrosparites composées de cristaux euhédraux à texture équi-granulaire de type idiotopique (PL. VIII ; Ph.68a). Par endroit, des rhombes sont bien développés dans une fabrique poikilotopique montrant des pseudomorphoses d'anhydrite (PL. VIII ; Ph.68b), associées à des rhombes à inclusions de même nature (PL. VIII ; Ph. 69c).

- (n° 75 ; 0,30m) : Il correspond à des dolomies microcristallines de couleur beige à la cassure et à cristaux de dolomie à faces planes (PL. VIII ; Ph. 70a et 71a) à texture hétérogénique. Des plages dolomitiques occupées par des cristaux de grande taille équi-granulaire disposés en palissade (PL. VIII ; Ph. 71b, 72b). L'espace poreux est occupé par un monocristal calcitique (PL. VIII ; Ph. 71c, et 73c). La dessiccation est bien fréquente avec la présence par endroit, de quelques cristaux de gypse.

- (n° 80 à 81 ; 2,50m) : ils sont constitués de 2 à 3 bancs de dolomies microcristallines (Mud-Wackestone) très fins contenant de rares bioclastes. L'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite équi-granulaire (PL. VIII ; Ph. 73b).

- (n° 82 à 83) : il correspond à des dolomies gris-clair en bancs métriques (2,50m). Ces carbonates microcristallins sont formés par des cristaux euhédraux à texture équi-granulaire de type xénotopique. Quelques rhombes de petite taille se sont développés par endroit. Les espaces intergranulaires sont silicifiés où les pseudomorphoses de l'anhydrite sont observés.

C- EVOLUTION SEQUENTIELLE ET DISCONTINUITES (FIG. 10)

Les faciès dolomitiques du Djebel Chémariikh reposent, par contact anormal, sur le volcano-sédimentaire du Trias (Meddah, 2010).

L'analyse sédimentologique dans ce présent travail et l'application des concepts de l'analyse de la stratigraphie séquentielle conduisent à y définir trois séquences sédimentaires majeures de comblement (Delfaud, 1972 ; Yapaudjan, 1972 ; Purser, 1975) ou de 3^{ème} ordre (Vail *et al.*, 1977, 1987 ; Wagoner *et al.*, 1988).

Ces séquences sont limitées par de simples discontinuités d'extension locale qui sont documentées par des surfaces de dessiccation, des arrêts de sédimentation (fissures et paléosols) et/ou de ralentissement au toit d'une séquence élémentaire de remblayage, essentiellement dans les séquences SI et SII.

1- Première séquence (SI ou de A à E)

La première séquence (30m) correspond aux termes inférieurs de la "Formation du Chémariikh". Elle est partiellement épargnée de dolomitisation et repose directement par une discontinuité irrégulière, de ravinement (D1) ou par contact anormal sur les faciès volcano-sédimentaires du Trias.

La majeure partie de cette séquence est composée de dolomies en bancs centimétriques à décimétriques organisées en séquences élémentaires tidales renfermant des constituants allochémiqes (oolithes, oncolithes, gravelles, pellets, thalles d'algues, bioclastes) et riches en structures sédimentaires inter-supratidales (fenestras, laminations algaires, figures d'émergence, ciment vadose...), associés à des baguettes de gypses.

La partie supérieure de cette séquence (soit les derniers 7 mètres) est représentée par des dolomies en bancs métriques préservant, malgré la dolomitisation une faune (bivalves, gastéropdes, foraminifères). Cette séquence se termine par une discontinuité importante (D2) de type 1 (Posamentier *et al.*, 1993) documentée par des fentes verticales à remplissage d'argiles rouges à racines ; il s'agit incontestablement d'un paléosol (comm. Orale, Benhamou).

2- Deuxième séquence (SII ou de F à I)

La deuxième séquence (53m d'épaisseur) correspond à la partie médiane de la coupe. Sur un premier banc dolomitique à surface irrégulière et ravinée, vient l'alternance de bancs

décimétriques à métriques de calcaires micritiques, partiellement dolomitisés. Ces bancs sont agencés en stratifications emboîtées, riches en bioclastes et des calcaires dolomitiques cristallines avec des calcaires dolomitiques en bancs décimétriques stratifiés. Ces carbonates contiennent des cristaux de gypse et ils sont affectés par des figures de dessiccation.

A 10m des premiers bancs chenalisés, se trouve un empilement de 8 bancs de dolomies fines (protodolomicrite) de couleur violacée à laminations tantôt obliques, tantôt entrecroisées. Ces bancs se terminent par des calcaires micritiques légèrement dolomitisés, contenant des bioclastes dissous et des figures d'émersion.

La moitié supérieure de cette séquence (soit les 25m derniers) est représentée par l'alternance calcaire et dolomie à gypse. Cette alternance est formée par un empilement de bancs dolomitiques massifs de couleur rousse et des bancs de calcaires fins beiges indurés. Ces carbonates contiennent des grains de quartz et quelques cristaux de gypse. Quelques laminations dans la partie inférieure de cet ensemble y existent.

Ces calcaires se développent légèrement en dolomies dans la partie médiane de cet ensemble qui se chargent par des fantômes d'oolithes associées à des oncolithes-vadoses probables. La partie sommitale de ces calcaires dolomitiques sont affectés par des figures de dessiccation.

Le dernier banc se termine par la troisième discontinuité (D3) caractérisée par des fissures béantes de soutirage colmatées par des argiles rouges renfermant des grains de quartz avec quelques cristaux de gypse dissous. Ce remplissage est couvert par un horizon millimétrique de micrite argileux rouge brique indiquent incontestablement un paléosol et soulignant l'émersion temporaire.

3- Troisième séquence (SIII ou J)

Epaisse de 27 mètres, elle est composée d'une alternance massive de bancs calcaires dolomitiques d'ordre métrique (1 à 1,50m) et calcaires d'ordre décimétrique (0,50 à 0,90m), légèrement induré et timidement silteux. La dessiccation est bien fréquente, avec la présence, par endroit de quelques cristaux de gypse.

Les deux derniers bancs sont représentés par des dolomies en bancs métriques microcristallines (Mud-Wackestone) très fins, préservant -malgré la dolomitisation- une faune brisée ou entière de gastéropodes et de bivalves. Ces niveaux précèdent la transgression des "Alternances d'Aïn Ouarka". Il s'agit de la quatrième discontinuité (D4) coïncidant avec la surface transgressive (ST) de la formation supérieure.

II- ENVIRONNEMENT ET CONTEXTE TECTONO-EUSTATIQUE (FIG. 11)

Au cours de la période hettangienne, s'installe une plate-forme peu profonde (fig. 11B) fortement subsidente avec toutefois des incursions franchement marines documentées

par des niveaux fossilifères (brachiopodes, bivalves...) qui ont la valeur de surface d'approfondissement ou d'inondation maximale. Les divers faciès rencontrés sont ceux d'un contexte margino-littoral où les conditions changent dans un milieu côtier confiné supratidal de type sebkha à intertidal. Ces faciès s'agencent en petites séquences de comblement qui montrent dans leur évolution séquentielle une stratocroissance. Ces séquences caractérisent des phases de dépôt sur une plate-forme, sous une faible tranche d'eau, avec des conditions de vie peu défavorables et avec des influences continentales (gypse et quartz) essentiellement dans la partie inférieure (1^{ère} séquence) qui s'amenuise dans la partie médiane (2^{ème} séquence) et disparaissent peu ou pas dans la séquence supérieure (3^{ème} séquence). En plus, les deux premières séquences de 3^{ème} ordre sont limitées par des horizons et des fissures colmatées par des argiles rouges sédimento-pédologiques (= paléosols).

A partir de la troisième séquence, on assiste à une phase progressive d'ouverture matérialisée par l'apparition des faciès de faible profondeur (subtidal) dépourvus ou peu de gypse, suivis au Sinémurien-Domérien par des faciès carbonatés à brachiopodes et des ammonites : *Calocéras* gr. *Pirondi* (REYNES) (Mekahli et Elmi, 1997, 1998) soulignant la bathycroissance de l'environnement et par corollaire l'ouverture de la plate-forme.

Cette plate-forme subissait plusieurs chute du niveau marin relatif se matérialisant par des dépôts supratidaux/intertidaux documentés par des faciès répétitifs d'émersion de type calcaire dolomitique à figures de dessiccation (*bird-eyes*, *keystone-vuggs*) avec la présence des cristaux de gypse, associées à des ruptures nettes de sédimentation (paléosols). Cette aire de sédimentation évolue sous un climat chaud et aride.

Ces ruptures de sédimentation temporaires et répétitives, est mise en relation avec des manifestations tectoniques contrôlées par une subsidence en saccades dans le cadre structural en extension (Aït Ouali, 1991 ; Mekahli, 1998 ; Meddah, 2010).

Cette paléocontrainte qui perdure dans le temps est à l'origine du développement des structures de déformation synsédimentaire (failles d'extension) favorisant la mise en place des "Alternances d'Aïn Ouarka" (Sinémurien-Domérien), les "Marno-calcaires de Rhézala" (Toarcien) et les dépôts gravitaires "Brèches de Roknat el Kahla" (Aalénien-Bajocien) dans le sous-bassin de Aïn Ouarka (fig. 11A).

III- CONCLUSIONS

Le paysage environnemental (fig. 11B) a permis d'esquisser un modèle sédimentologique de plate-forme de type ouverte à rampe (Read *et al.*, 1990) en environnement chaud . Cet environnement est composé par des sables carbonatés (oolithes, oncolithes, algues, bioclastes, gravelles) déposés par l'action des vagues, et influencé temporairement par des marées (maréites ou laminations) et des courants de haute énergie (tempêtes) qui induisent des dépôts chenalisés de grande ampleur.

Cette plate-forme a subi une dolomitisation précoce contrôlée par des paramètres autocycliques (énergie du milieu) et allocycliques (tectono-eustatique). Ces phénomènes dynamiques ont engendré une partition paraséquentielle de comblement. Ce " motif géologique " s'est répété maintes fois.

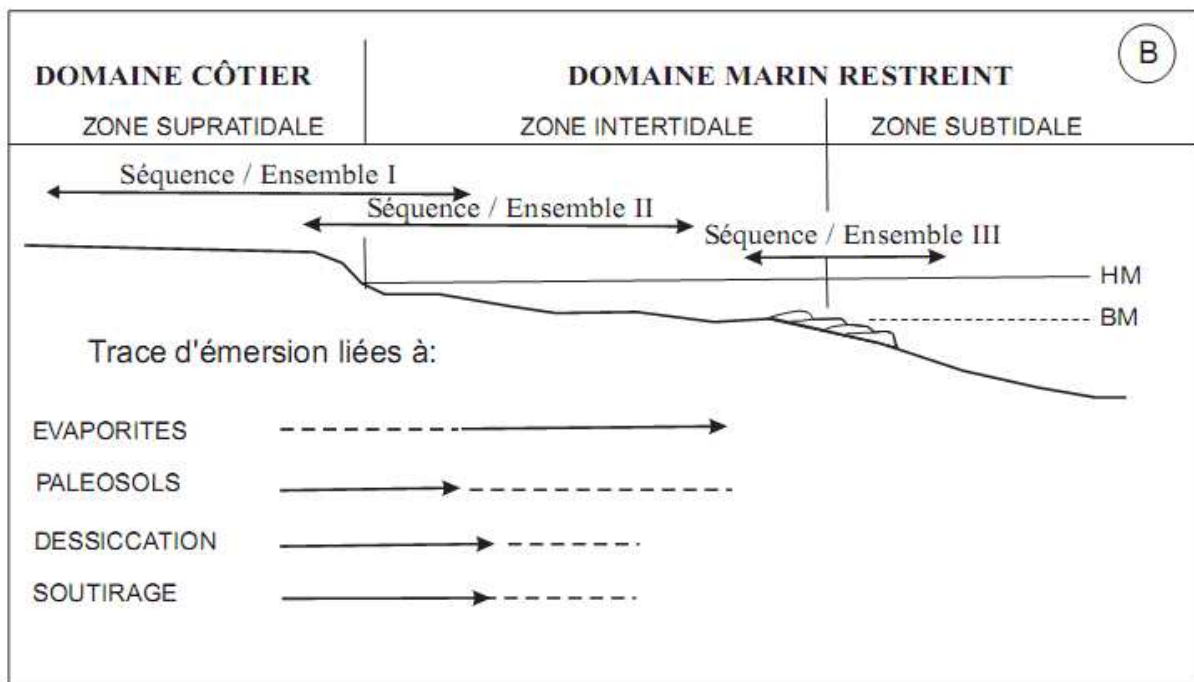
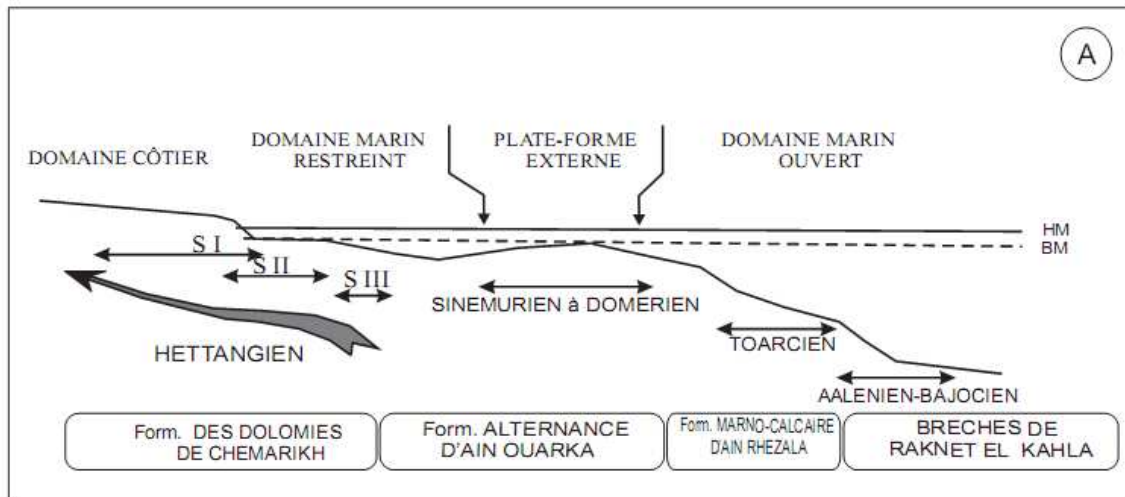


Fig.11- Les ensembles lithologiques(A) et la position sédimentologiques de la formation de dolomie de Chémarikh dans la séquence paysage (B).

TROISIEME PARTIE

**EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE ET
DIAGENETIQUE DES CARBONATES**

I- APERCU ET GENERALITES SUR LES DOLOMIES :

A- DEFINITION DES DOLOMIES

Au cours de notre recherche bibliographique, la documentation sur les calcaires est largement dominante sur les dolomies. La dolomie, ou dolomite, est un carbonate double de calcium et de magnésium, de composition chimique $MgCa(CO_3)_2$, qui cristallise en prisme losangique (rhomboèdre).

La dolomie est le nom donné en français à une roche formée uniquement de dolomite. La langue anglaise ne différencie pas les deux. Seul, le terme dolomite est utilisé (Deelman, 2003). Les calcaires dolomitiques et dolomies sont généralement plus poreux et perméables que les calcaires ; ils sont donc des cibles dans l'exploration pétrolière. Près de 50% des réservoirs pétroliers productifs du globe sont carbonatés dont 70% concernent des dolomies ou calcaires-dolomitiques (Mazzullo, 2004).

B- FORMATION ET GENESE DES DOLOMIES

L'origine de la dolomite dans les séries anciennes a été compliquée par l'absence apparente de la dolomite actuelle d'une part, et par certaines données chimiques d'autre part. Il est confirmé que la dolomite se forme sous des conditions déterminées de température et pression associées à un enfouissement post-sédimentaire (M'Rabet, 1981). Selon la genèse des dolomies on distingue :

1- Les dolomies primaires ou protodolomie :

Elles correspondent à des grains de dolomites fins sédimentés en lits formant directement des dolomies d'origine primaire. Ces dolomies primaires sont associées à des évaporites ou issues de la précipitation de dolomite dans des lagunes côtières des pays chauds (Purser, 1980 ; Purser *et al.*, 1994 ; Land, 1980 ; Lumsdan & Chimahusky, 1980 ; M'Rabet, 1981)

2- Les dolomies secondaires :

Elles sont issues du remplacement de la calcite par de la dolomite (processus de dolomitisation). Au cours de ce processus, le carbonate de calcium ($CaCO_3$) est transformé en carbonate double de calcium et de magnésium par remplacement de la moitié des ions Ca^{2+} par des ions Mg^{2+} (Machel et Mountjoy, 1986 ; Hardie, 1987).

3- La dolomite détritique d'accumulation classique :

Ce type de roche ne fait pas partie de la classification des dolomies. Elle est définie comme la résultante d'une sédimentation après une érosion et un transport fluvial ou éolien.

Généralement les dolomies rhomboédriques sont isolées et accompagnées des particules détritiques corrodées et sparitiques.

II- CLASSIFICATIONS DES CARBONATES (CALCAIRE ET DOLOMIE)

A- CLASSIFICATION DE FOLK (1959, 1962) (FIG. 12) :

Elle est fondée sur la proportion relative des grains carbonatés ou allochems et de phase de liaison (matrice-ciment) ou orthochems (micrite ou sparite)

		CALCAIRES & DOLOMIES PRIMAIRES					
		> 10% Allochems		< 10% Allochems		Bioherme	
		Ciment > Matrice	Matrice > Ciment	1 a 10 % Allochems	< 1 % Allochems		
> 25% Intraclasts > 25% Oolithes		Intrasparite	Intramicrite	Micrite a intraclastes	Micrite	Biolithite	
		Oosparite	Oomicrite	Micro oolithique			
Rapport Fossiles/ Pellets	R > 3	Biosparite	Biomicrite	Micrite fossilifere			
	3>R>1	Biopelsparite	Biospelmicrite				
	R < 1	Pelsparite	Pelmicrite	Micrite a pellets			
		DOLOMIES SECONDAIRES					
		Presence de fantomes d'allochems		Absence de fantomes d'allochems		Dolomite cristalline	
> 25% Intraclastes > 25% Oolithes		Dolomite a intraclastes					
		Dolomite oolithique					
Rapport Fossiles/ Pellets	R > 3	Dolomite fossilifere					
	3>R>1						
	R < 1	Dolomite a pellets					

Fig. 12- Tableau montre la Classification de Folk (1959)

B- CLASSIFICATION DE DUNHAM (1962)

Cette classification distingue quatre catégories de roches : Grainstone, Packstone, Wackestone et Mudstone.

Dans notre cas, les processus diagénétiques affectent les textures originales des dépôts, ce qui rend l'utilisation de cette classification très délicate parce qu'elle est basée sur l'identification des grains touchés par une recristallisation ou une dolomitisation. Ce phénomène a été signalé par Purser (1975), Ouared (1987), Aneur (1988) et Marok (1996). Alors la classification de R.J. Dunham doit être utilisée en premier temps dans un sens descriptif.

Pour notre étude, la classification des dolomies exige d'autres types de classifications complémentaires, citons :

1- Classification génétique de l'Institut Français du Pétrole :

Les dolomies classées en quatre types selon la texture et le mode de gisement définie :

- dolomies primaires (texture fine). On leur attribue une origine de précipitation chimique ;
- dolomies de substitution (dolomie diagénétique) ;
- dolomies de fractures (dolomies structurales) ;
- dolomies recyclées (dolomies détritiques).

2- Classification descriptive de G.M. Friedman (1965) (fig. 13) :

Elle est basée sur la pétrographie, la forme géométrique et la texture des cristaux de dolomite (Greeg & Sibley, 1984) (*cf. infra*).

III- PETROTYPES DES DOLOMIES

A- CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES DOLOMIES

1- Classification minéralogique et chimique

Les classifications pétrographiques et minéralogiques des dolomies sont nombreuses. La dernière classification ne fera pas l'objet de notre étude faute de moyens de laboratoire. Pour plus d'informations, le lecteur doit se référer aux références bibliographiques (Graf et Goldsmith, 1956 ; Goldsmith et *al.*, 1962 ; Michard, 1969 ; Gaines, 1977 ; Lumsdan et Chimahusky, 1980 ; Land, 1980 ; M'Rabet, 1981 ; Sibley & Gregg, 1987).

2- Classifications pétrographiques et/ou classification texturale

Elles sont également nombreuses, certaines classiques qui sont basées sur la taille des cristaux de dolomie et à d'autres composants pétrographiques associés (Folk, 1962, Schmidt, 1965, *in*. Michard, 1969). D'autres moins simples mais très commodes. Elles sont basées sur les caractères texturaux des dolomies tels que : taille, forme et agencement. Cette classification englobe trois types de texture (Friedman, 1980). Nous rappelons :

a- Dans la classification pétrographique, citons : 1°)- *cristaux euhédraux* : les faces sont bien développées ; 2°)- *cristaux subhédraux* : les faces sont mal développées ; 3°)- *cristaux anhédraux* : il n'y a pas de face cristalline.

b- Au niveau des textures, citons : 1°)- *texture idiotopique* : elle correspond à des cristaux automorphes à limites intercrystallines nettes (planes) ; 2°)- *texture xénotopique* : elle est définie par des cristaux xénomorphes à limites intercrystallines irrégulières (courbes) ; 3°)- *texture hypidiotopique* : elle représente les cristaux sub-automorphes.

Sur la base de cette classification, les dolomies ont été classées en deux catégories majeures de textures xénotopique et idiotopique (fig. 13), chacune comportant des

subdivisions (Gregg et Sibley, 1984). Ce sont des textures équi-granulaires de type idiotopique et xénotopique.

On peut définir également deux types de texture, par la texture hétérogénique dans lesquels les cristaux sont tous de même taille. Pour cette texture, on distingue :

- 1°)- la texture porphyrotopique (très grand cristaux associés à des plus petits) ;
- 2°)- la texture poikilotopique qui définit une roche dolomitique constituée par de grands cristaux incluant d'autres cristaux plus petits de nature différentes ou, plus rarement identiques.








Dolomie idiotopique: Cristaux euhedraux à subhedraux		Dolomie xénotopique: Cristaux anhedraux	
	Idiotopique E: cristaux presque tous euhedraux. Porosité intercrystalline parfois cimenté		Xénotopique A: cristaux anhedraux engrenés, interfaces courbes, irrégulières. Extinction onduleuse.
	Idiotopique S: cristaux subhedraux ou anhedraux faible porosité et/ou matrice intercrystalline. Contacte rectilignes		Xénotopique C: cristaux "en selles" soulignant les pores (dolomie baroque)
	Idiotopique C:(ciment) Cristaux euhedraux soulignant les cavités.		Xénotopique P: cristaux isolés ou en amas, anhedraux flottants. Extinction onduleuse.
	Idiotopique P:(porphyroïde) cristaux euhedraux flottants dans une matrice calcitique.		

Fig. 13- Classification texturale de Gregg & Sibley (1984).

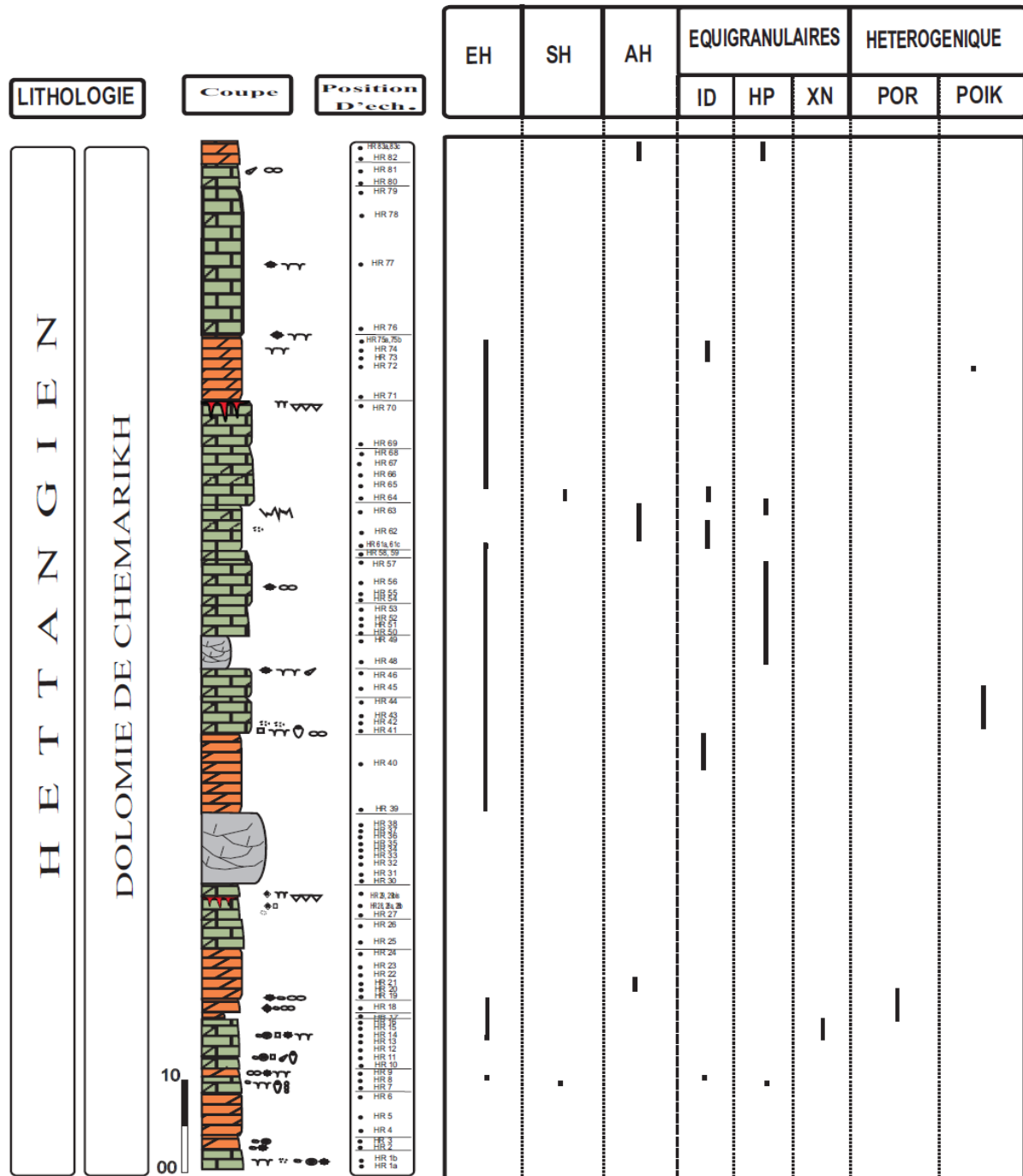
3- Approche génétique

Quoique difficile, cette approche est couramment employée. Sur la base de critères pétrographiques et géochimiques, trois types de cristaux de dolomies ont été distingués (M'Rabet, 1979 ; Land, 1980 ; Fairchild, 1980) :

a- la dolomite de remplacement : elle est définie comme le produit d'un remplacement, par dissolution, précipitation *in situ*, d'un précurseur calcitique ou aragonitique, sans changement de la forme extérieure du précurseur, au moins à l'échelle microscopique.

b- la dolomite de recristallisation : elle correspond à la transformation, par recristallisation, d'une première généralisation de petits cristaux de dolomite en gros cristaux.

c- la dolomite de cimentation : elle résulte d'une précipitation directe dans un vide sédimentaire ou plus souvent diagénétique tels que : vide de dissolution, fissures, fractures,....



EH : Euhédrale ; SH : Subhédrale ; AH : Anhédrale ; ID : Idiotope ; HP : Hypidiotope ; XN : Xénotope ; POR : Porphyrotopique ; POIK : Poïkilotope.

Fig. 14- Evolution structurale et texturale des "Dolomies de Chémarikh".

4- Typologies pétrographiques = Pétrotypes

Sur la base de la description de l'aspect cristallin de cristaux de dolomite, divers types pétrographiques nommé pétrotypes ont été définis (M'Rabet, 1979 ; Gregg et Sibley, 1984 ; Aissaoui, 1986). Cette typologie est basée sur la distinction de pétrotypes dont le nombre, les caractères et la signification peuvent varier selon les dolomies étudiées. Parfois, les pétrotypes

peuvent constituer une paragenèse texturale (analyse stadiale) d'une séquence évolutive à un stade précis de l'évolution de la dolomitisation.

III- CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET GENESE DE DOLOMITISATION

A- LES PETROTYPES

1- Pétrotype P1

a- Fabrique pétrographique. Il correspond à des cristaux de très petite taille ($< 20\mu$) (dolomicrite à dolosparite), à limites cristallines peu nettes et formant une mosaïque anhédrale. A travers ce prototype, la texture originelle du précurseur est très bien conservée (Ph.74). La dolomite mime le précurseur micritique. Elle préserve les structures sédimentaires et le remplissage des *birds eyes*. Ce pétrotype résulte clairement d'un processus de remplacement (M'Rabet, 1979).

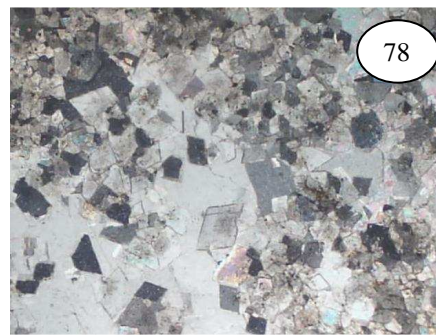
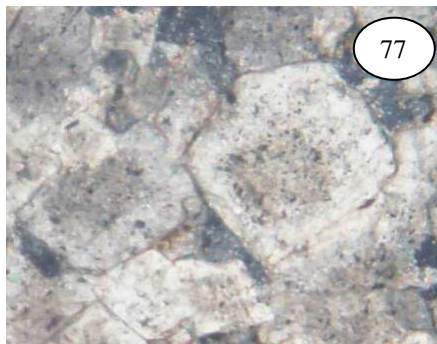
b- Processus de dolomitisation. Plusieurs propositions ont été suggérées quant aux processus de dolomitisation de remplacement. Ce processus se réalisera par dissolution-précipitation *in situ*, sans changement de la forme extérieure de l'élément (Krumbein, 1942 ; Katz & Matthews, 1977). Cette dolomitisation a été assimilée, soit à une phagocytose « minérale » (Aïssaoui, 1986) dans la mesure où la dolomite digère graduellement la calcite, soit que la dolomitisation de tout substrat microcristallin se fera à partir d'un grand nombre de sites de nucléation (Sibley, 1982). Sur le plan pétrographique, le résultat est une mosaïque crypto- ou microcristallin (Ph. 76).



2- Pétrotype P2

a- Fabrique pétrographique. La taille des cristaux de ce pétrotype est plus importante que celle du pétrotype P1 ; elle est comprise entre 75 et 150 μm . La forme est euhédrale à subhédrale. Lorsque la forme est parfaitement euhédrale (rhomboédrique). Les rhomboèdres sont à cœur sombre et montrent une frange claire à la périphérie (Ph.77). Ce pétrotype est caractérisé par des cristaux euhédraux correspond à la texture idiotopique (Friedman, 1965), selon la classification de Gregg et Sibley (1984).

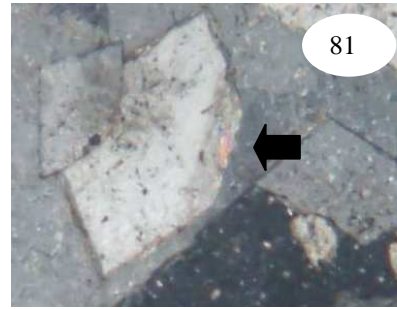
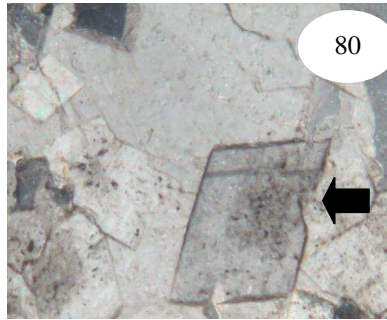
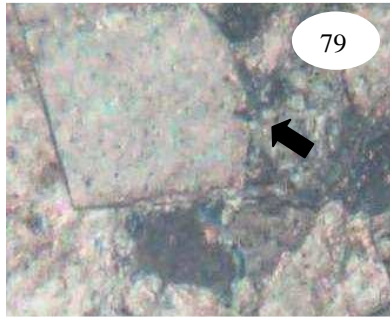
b- Processus de dolomitisation. Le pétrotype P2 de forme rhomboédrique peut résulter de deux manières soit à partir d'un nombre limité de sites de nucléation avec nourrissage ("*overgrowth*") et en continuité optique des cristallines néoformés, soit il résulte aussi d'une croissance cristalline du pétrotype P1. Dans ce cas, les bords limpides correspondent à une phase de cimentation dolomitique. L'apparition du pétrotype P2 s'accompagne toujours d'une destruction partielle des textures et structures sédimentaires originelles (Ph.78).



3- Pétrotype P3

a- Fabrique pétrographique. Il est représenté par des cristaux xénomorphes, limpides de taille pouvant atteindre 900 μm (Ph.79). Les limites intercrystallines sont irrégulières, courbes ("*Compromise-boundries*") et leur extinction est onduleuse en lumière polarisée. Ce prototype englobe souvent de reliques du pétrotype P2 (Ph.80) ainsi que des inclusions fluides biphasées. Ce prototype correspond à la texture xénotopique (Gregg et Sibley, 1984).

b- Processus de dolomitisation. Avec l'apparition de ce prototype, les textures sédimentaires originelles sont complètement détruites. Ce prototype P3 se forme vraisemblablement à partir du prototype P1 et/ou P2 à des températures élevées par néomorphisme (recristallisation).



4- Pétrotype P4

a- Fabrique pétrographique. Ce prototype est représenté par des cristaux de dolosparite limpide colmatant partiellement (Ph.82 et 83) ou totalement les structures fénéstrales (*bird-eyes*, *sheet-cracks*). Les habitacles sont colmatés du gypse dissous ainsi que les autres vides interparticules.

b- Processus de dolomitisation. Contrairement au prototype P3 résultant d'un néomorphisme des prototypes P1 et/ou de P2, le prototype P4 ne contient ni reliques, ni impuretés, ni inclusions fluides. Dans ce cas, les cristaux, de taille allant de 200 à 900 μm , ont une disposition drusique (Ph.83). Ils résultent de la dolomitisation, par remplacement, d'un ciment au départ calcitique ("*enfacial junction*") à un stade précoce et/ou tardif de la diagenèse.



5- Pétrotype P5

a- Fabrique pétrographique. Il correspond aux cristaux euhédraux, limpides et souvent zonés tapissant partiellement ou totalement les vides, les *bird-eyes* (Ph. 84, 85) et les fractures (Ph. 86). Les cristaux sont à limites cristallines rectilignes. Leur taille varie de 200 à 600 μm . La pointe des cristaux, souvent rhomboédriques, est dirigée vers le centre des vides. Il correspond à la "*dolomite-ciment*" de M'Rabet (1979) et à la texture idiotopique C de Gregg et Sibley (1984).

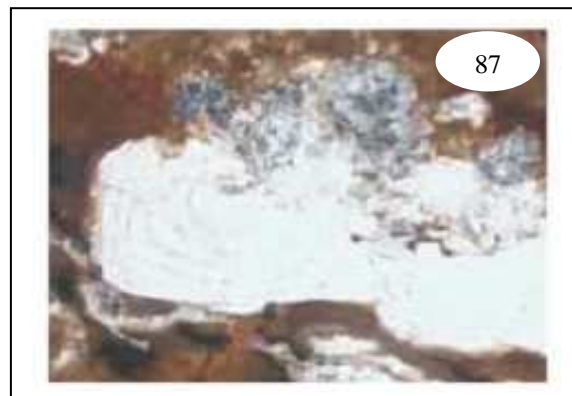
b- Processus de dolomitisation. Ce pétrotype P5 résulte plutôt d'une précipitation directe à partir d'une solution chargée de Ca et Mg. Notons que la dolomite blanche (Ph.85a) des fractures sera décrite plus loin.



6- Petrotype P6 ou "baroque"

a- Fabrique pétrographique. La dolomite baroque (Folk et Asserto, 1974) ou dite "Dolomite en selle de cheval" ("Saddle-shaped dolomite") de Radke & Mathis, 1980) ; il s'agit d'une variété de dolomite de couleur blanche opaque caractérisée par une chaîne cristalline en treillis (Ph. 87). Elle se distingue par des faces cristallines courbées à clivage bien clair avec des extensions circulaires. Ces cristaux peuvent renfermer des petites inclusions de fluides.

b- Processus de dolomitisation. Ce type de cristaux se forme dans un stade d'enfouissement de haute température oscillant entre 60° et 150° (Radke & Mathis, 1980)



B- MILIEU DE DOLOMITISATION

L'ensemble des caractères sédimentologiques et pétrographiques notamment les textures préservant lamines algaires, *bird-eyes*, fentes de dessiccation et même des traces de minéraux évaporitiques suggèrent, *a priori* et en moins en partie, une dolomitisation précoce par remplacement dans un milieu évaporitique inter- à supratidal ou de type sebkha. Ce

processus de sédimentation est comparable à celui du Golf Arabo-Persique (Deffeyes *et al.*, 1965 ; McKenzie *et al.*, 1980 ; Purser, 1980).

C- PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES DOLOMIES OU PORONECROSE

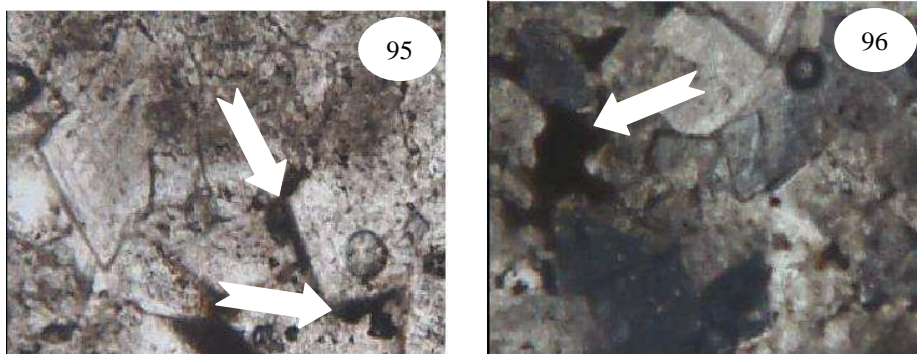
Les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité) des "Dolomies du Chémarikh" seront analysées quantitativement et qualitativement. De plus, les rapports entre la diagénèse (précoce et tardive) et leurs systèmes poreux seront également dégagés.

1- Analyse pétrographique du système poreux

Cette analyse s'est effectuée à l'aide d'un microscope photonique qui a révélé l'existence d'un système poreux localement important. Cinq types potentiels de porosité ont été identifiés selon la nomenclature de Choquette et Pray (1972).

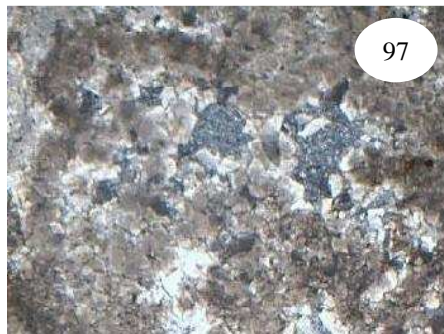
a- Porosité inter- et intracrystalline ou intragranulaire. Il s'agit de vides existant à l'intérieur et/ou entre les cristaux de dolosparite. Ils sont de forme trapézoïde et triangulaire. Leur taille est de 1 à 100 μ m.

Ce type de porosité, notamment intercrystalline (Ph.95), caractérise les dolomies macrocristallines formées essentiellement du pétrotype P1. Par contre les dolomies légèrement bioclastiques, formées essentiellement du pétrotype P3, se caractérisent par une porosité interparticulaire peu importante. Localement, ces pores intercrystallins, sont élargis par la dissolution (Ph. 96). Cette dernière a également affecté les rhomboèdres de dolomies engendrant ainsi une porosité intracrystalline.



b- Porosité fenestrale ou de "Bird-eyes". Il s'agit de pores de forme irrégulière (allongée ou trapézoïdales) de taille atteignant 300 μ m et qui correspondent aux *bird-eyes* (Ph. 97). Ces derniers forment des alignements discontinues entre les lamines algaires situées surtout au sommet des séquences élémentaires tidales. Ces structures inter- et supratidales créées pendant la phase de dépôt sont souvent remplies par un sédiment interne géotrope, vadose et précoce ou même par la dolomite-ciment (Ph. 98). Certaines cavités sont affectées

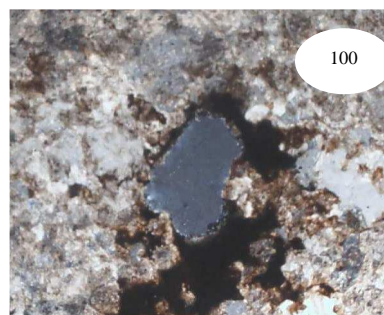
par une dissolution qui, lorsqu'elles sont accentuées, aboutissent à la formation de véritables pores vacuolaires ou géodes.



c- Porosité vacuolaire. Elle est représentée par des vides de forme très irrégulière et de taille variant de 300 à 1200 μm . Elle abonde dans les termes supérieurs des séquences élémentaires tidales ainsi que dans les dolomies bioclastiques sus-jacentes de la deuxième séquence. Cette porosité résulte d'une dissolution (post-dolomitisation) de cristaux de grande taille et de vides préexistants (Ph. 99)

d- Porosité de moulage oblitérée. Il s'agit de vides plus ou moins circulaires, de taille variant de 100 à 350 μm . Ces pores issus de la dissolution des cristaux d'évaporites (Ph. 100) ou des bioclastes dissous (PL. IV ; Ph 31). Ils sont postérieurement oblitérés par la dolosparite. Ils caractérisent le terme ultime de la séquence élémentaires tidales.

e- Porosité de brèche oblitérée. Il s'agit d'espace existant entre les constituants et les débris de lamines algaires et qui ont été rapidement oblitérés soit par des cristaux de dolosparite ou par un sédiment interne dolomicritique (Ph. 113). Cette porosité caractérise les niveaux bréchiques de base des séquences tidales.

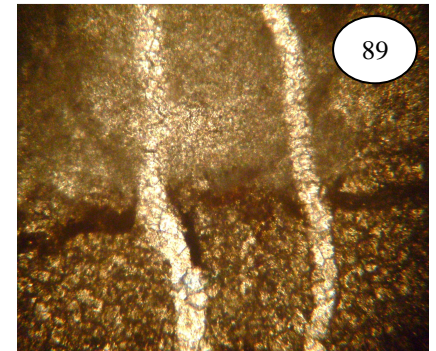
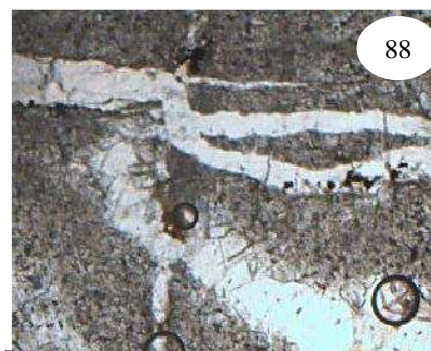
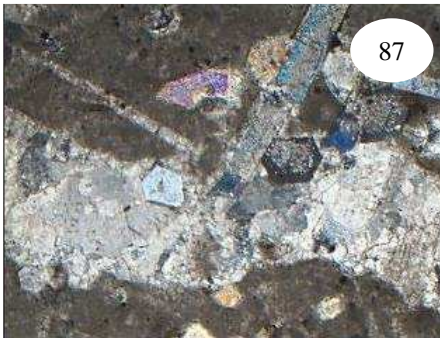


f- Porosité de fracture. Vu l'importance de cette porosité liée à la fracturation, il est très utile de la traiter à part (*cf. infra*, 2- Typologie des fractures et porosité, p. 46).

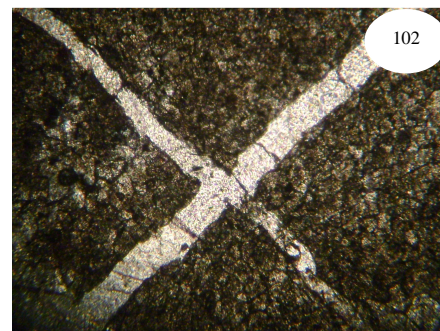
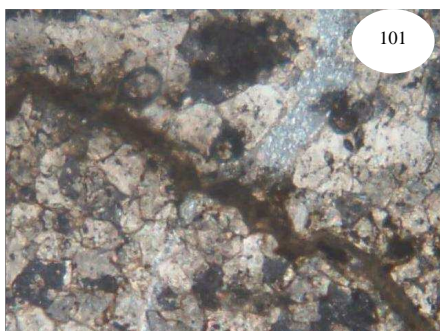
2- Typologie des fractures et porosité

Il s'agit d'un réseau de fractures et de microfissures, larges de quelques centimètres, ayant pris naissance après la dolomitisation des calcaires originels. Trois générations de fractures ont pu être identifiées :

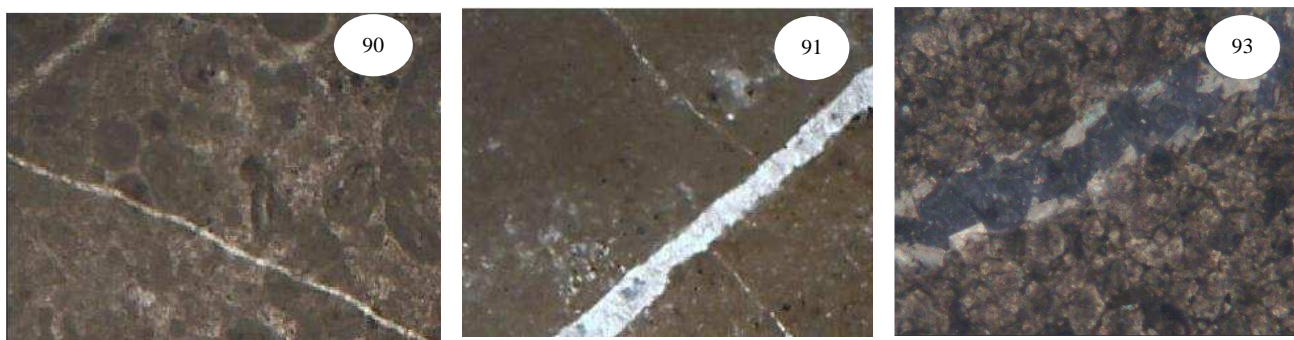
a- Fracture de type 1 (F1). Ce sont des fractures, souvent complètement cimentées postérieurement par de la dolomite gris-blanchâtre (Ph.87 et 88). Les fractures sont de direction E-W (N70-N80). Au sommet de la première séquence, ces fissures sont élargies par une forte dissolution engendrant localement de véritables géodes. Elles ont été également, en partie, oblitérées par la dolosparite baroque ("*Saddle dolomite*"). La cimentation de ces fractures résulte probablement de la circulation de solutions hydrothermales de l'Aïn Ouarka (Comm. orale, Benhamou).



b- Fracture de type 2 (F2). Ce type de fracture a été observé au milieu de la formation (2^{ème} séquence). Il s'agit de fractures subverticales, de direction N-S ; elles sont plus tardives et remplies par de la matière ferrugineuse (Ph. 101) ou par la calcite (Ph.102).



c- Fracture de type 3 (F3). Dans l'ensemble, elles sont des directions varient de N75 à N150 et sont encore béantes ; elles ne sont pas encore cimentées.



En résumé, parmi ces trois types de fractures, seules les fractures de type 1 (F1) sont remplies par de la dolomie blanche ; les autres types sont partiellement cimentées par de la matière ferrugineuse ou de la calcite formant des géodes.

3- Evaluation quantitative du système poreux

Les mesures de porosité et de perméabilité ont été réalisées sur 40 échantillons dolomitiques de la coupe de Chémarikh. Les valeurs sont consignées dans le tableau (Fig. 13) et appellent le commentaire suivant :

La porosité matricielle varie de 0,5 à 12% avec une moyenne de 4,5%. Dans la coupe levée, les valeurs de porosité n'ont pas une répartition verticale homogène tout le long de la première séquence. Elles sont discontinues et semblent être liées à l'organisation en séquences élémentaires et en partie à la diagénèse affectant ces séquences tidales ; par contre, il y a une répartition verticale homogène tout le long de la coupe.

En effet, les dolomies bréchiques situées à la base de la séquence élémentaire et composées de dolosparite (P2, P4, P5), présentent les valeurs de porosité les plus faibles (0,3%), tandis que les dolomies laminées formées essentiellement du pétrotype P1 se distinguent par les valeurs les plus fortes (jusqu'à 12%) (fig. 15)

4- Conclusions

Les propriétés pétrophysiques (porosité, fracturation) des "Dolomies de Chémarikh" ont été quantifiées au cours du temps et elles semblent être liées à l'organisation de la succession des dolomies en séquences élémentaires (fig. 10). Cette évaluation quantitative du système poreux (fig. 15) apparaît en nette relation avec l'aspect qualitatif de la diagénèse précoce (porosité primaire fénestrale...) et tardive (porosité secondaire d'origine diagénétique et tectonique)

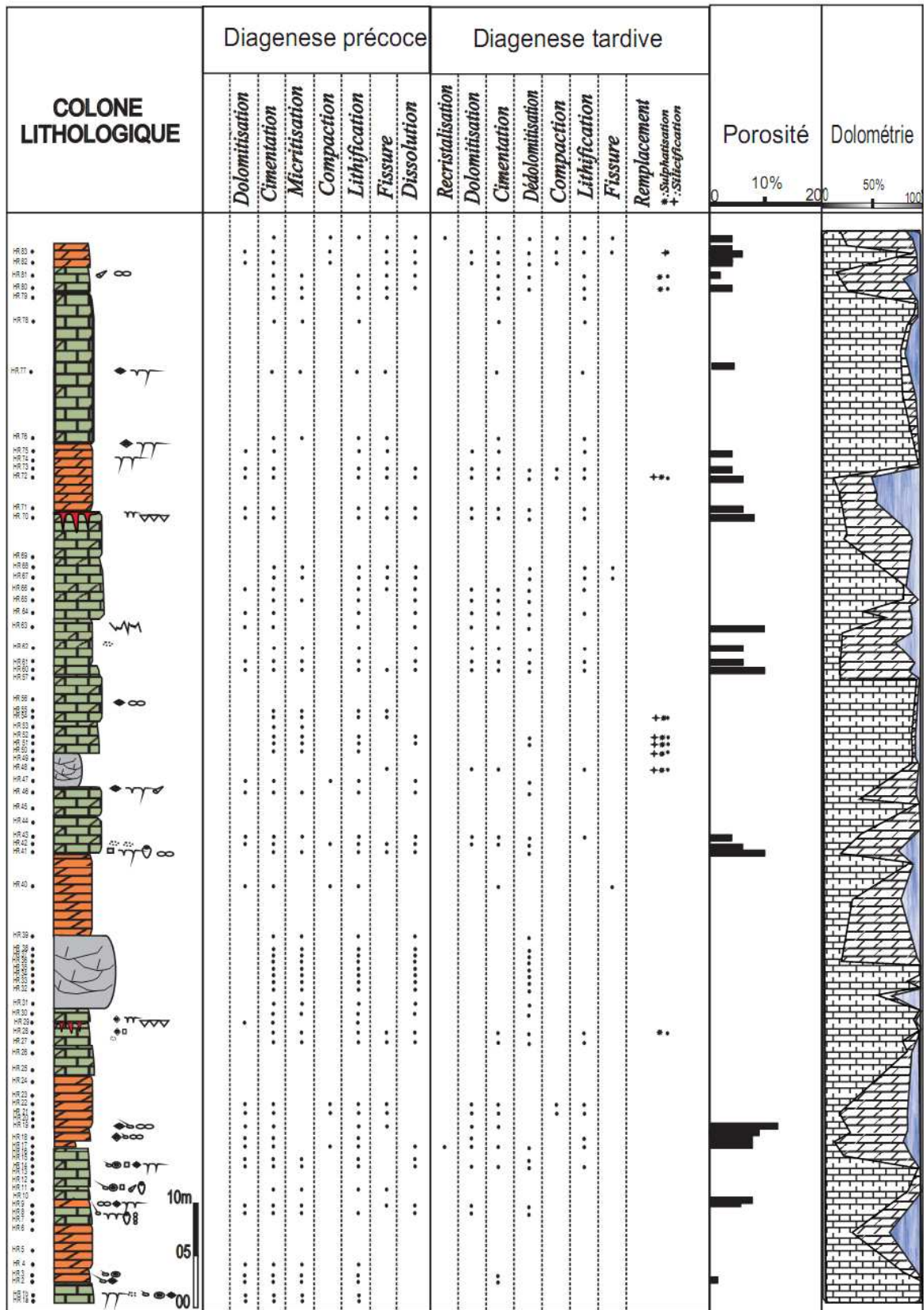


Fig. 15-Analyse diagenétique et estimation de la porosité et la dolomitisation des "Dolomies de Chémarikh".

D- CONCLUSION SUR LA DOLOMIE, LA DOLOMITISATION ET LA POROGENESE

Parmi les dolomies étudiées, seules, celles de la première séquence retiennent l'attention par leurs propriétés pétrophysiques. Leur étude a permis de mettre en évidence un système poreux comprenant une porosité primaire fénéstrale et une porosité secondaire d'origine diagénétique et tectonique. Cette porosité englobe des vides intercrystallins créés au cours de la dolomitisation, des pores vacuolaires et intracrystallins issus de la dissolution ainsi que des fractures dont les plus tardives sont encore ouvertes. Ce système poreux apparaît aussi étroitement contrôlé par des facteurs sédimentaires (organisation séquentielle, texture primaire) et/ou par des facteurs diagénétiques.

La dolomitisation et surtout la dissolution associée ou légèrement postérieure ainsi que la fracturation ont contribué à l'amélioration du réseau poreux des "Dolomies du Chémarikh". En contrepartie, la dolomitisation d'enfouissement sous des températures élevées n'a pas engendré une homogénéisation des textures dolomitiques.

Ainsi, les différents pétrotypes rencontrés (P1 et P2 en particulier) semblent avoir été contrôlés par des textures initialement fines des sédiments pelitiques ou laminés. Seul le pétrotype P3 (dolosparitique) résulte d'un néomorphisme ou d'un nourrissage en rapport avec les températures accompagnant l'enfouissement (Lumsdan *et al.* 1980 ; M'Rabet, 1979 ; 1980 ; Soussi, 2002). Par contre le remplissage précoce par des sédiments internes vadoses et la cimentation des vides primaires ont réduit ou parfois oblitéré totalement la porosité. La cimentation dolomitique tardive des fractures se fait de la même chose.

Les dolomies du sommet sont caractérisées par de très faibles valeurs de porosité qui correspondent à des calcaires subtidaux et pélagiques de texture fine (M/W) initialement très peu poreux. En plus, la compaction et la dolomitisation d'enfouissement qui a engendré par néomorphisme ou nourrissage P3 ont considérablement réduit ce système poreux originellement médiocre.

L'étude de la porosité prend leur importance de leur intérêt économique (SAM, 2009). En effet, la dolomitisation crée une porosité secondaire intercrystalline résultant du volume molaire de dolomite qui est plus petite de celui de la calcite précipité (WARREN, 2000). Notre analyse a donné 12% au maximum (Fig. 15). Cette poronécrose est liée essentiellement à la texture de la roche, aux phénomènes de dessiccation et en dernier lieu aux fracturations

IV- ETUDE DIAGENETIQUE

A- DEFINITION DE LA DIAGENESE

La diagenèse est définie comme étant l'ensemble des modifications subies par un sédiment et engendrée par des processus physico-chimiques ou biochimiques (Ginsburg, 1975 ; Chilingar *et al.* 1957). En d'autre terme, la diagenèse est l'ensemble des phénomènes affectant un sédiment pendant et après son dépôt. Elle se traduit par des transformations d'ordre textural et des modifications d'ordre minéralogique (Marok, 1996).

B- PROCESSUS DIAGENETIQUES

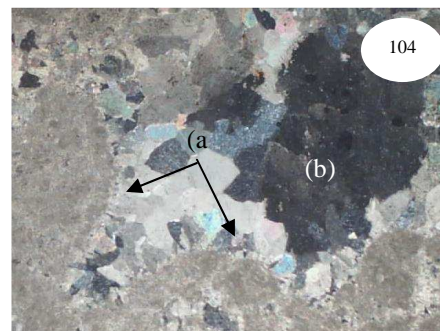
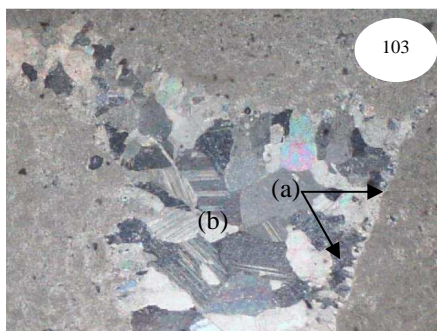
Les principaux processus diagénétiques sont la cimentation, la compaction, la dissolution, la recristallisation et le remplacement. A ces processus, on ajoute la dolomitisation qui va être étudiée à part.

1- La cimentation :

Elle correspond à toute précipitation passive comblant un vide. Le mot "*ciment*" est utilisé pour désigner la croissance de minéraux calcitiques sur un substrat, soit par précipitation chimique à partir des solutions interstitielle (Folk, 1975), soit à l'activité organique et biochimique des organismes encroûtants (= cyanobactéries) (Friedman *et al.*, 1971). Ce phénomène est qualifié également de micritisation dans la sédimentogenèse (Gisburg, 1975). Deux phases de cimentation sont identifiées : une cimentation précoce, et autre dite tardive.

a- Cimentation précoce : Elle conduit à la formation d'un ciment précoce dans l'espace intergranulaire conduisant à une lithification précoce et à une réduction progressive des vides primaires et intergranulaires. Citons plusieurs types :

a1- Ciments précoces réguliers : Ils sont classés en quatre types :



- *ciments précoces isopaques aciculaires* : Il s'agit de ciments fibreux, palissadiques et isopaques, de nature probablement aragonitique (Ph.103a et 104a), recristallisés en calcite. Ces ciments se forment uniquement en milieu marin phréatique, saturé en eau (Evamy, 1963; Purser, 1975; Longman, 1980). Ce type de ciments se rencontre principalement dans les faciès calcaires, caractérisant ainsi des surfaces bien lithifiées.

- *ciments précoces isopaques lamellaires* : ils sont fréquents et sont plus étirés que les aciculaires. Ils oblitèrent également la porosité primaire. Ils se forment en milieu marin franc

- *ciments précoces équigranulaires* : ce sont des cristaux de même taille et bordant un substrat particulière. Ce ciment est interprété comme étant d'origine phréatique météorique.

- *ciments précoces micritiques* : ce type de ciment est plutôt rare ; il constitue un liseré ou un film autour des grains. Il indique vraiment une lithification précoce. Leur genèse est probablement liée à l'action de cyanobactéries et/ou autre micro-organismes perforants. Ce type de ciment est d'origine marine.

a2- Ciments précoces irréguliers (PL.) . Ce type de ciment est asymétrique et il se trouve souvent au sommet des séquences du cortège du haut niveau dans la zone d'émergence. Ils correspondent à des ciments microstalactitiques et des ciments en ménisque et confirment l'origine vadose.

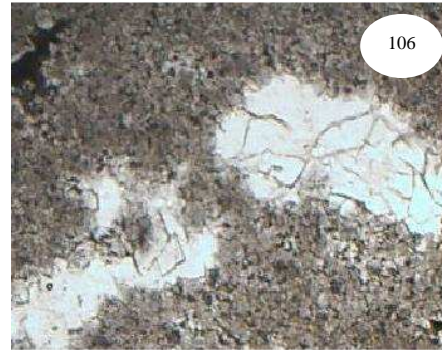
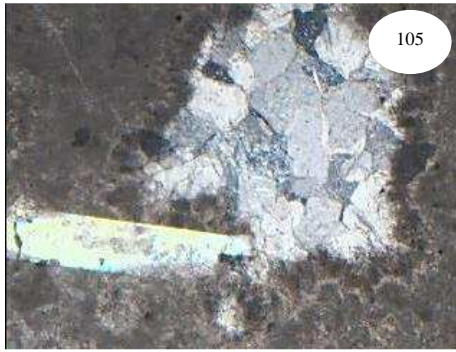
- *Ciment épitaxial* : appelé ciment "de régénération" ou "*rim-cement*" de Bathurst (1958) ou ciment de nourrissage (Soudant, 1965). Il est totalement absent à cause de la rareté des bioclastes d'échinodermes. Ce type de ciment est d'origine marine en milieu subtidal (Purser, 1969).

- *Ciments drusiques* : Ils sont observés soit comme le prolongement des ciments précoces lamellaires, soit en remplissage de bioclastes dissous, soit encore oblitérant les cavités diagénétiques ou tectoniques.

- *Ciments sparitiques en mosaïque* : ce sont des cristaux de deuxième génération de remplissage. Ils colmatent le vide restant, pendant la diagenèse tardive.

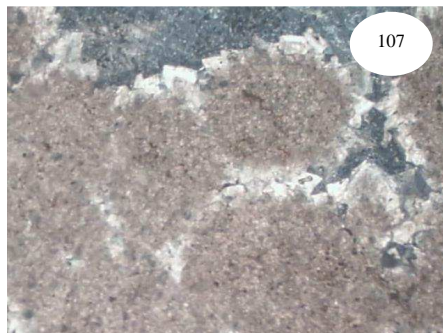
- *Ciments pœcilitiques* : ce sont des sparites de grande taille, pouvant englober des grains. Ils sont fréquemment décrits dans les grainstones et dans des cavités renfermant également des cristaux de rhomboèdres de dolomite.

b-Cimentation tardive : Les ciments tardifs s'observent au sein de tous les faciès. Ils se présentent sous forme de sparite limpide macrocristalline, issue d'une précipitation directe ou d'une néoformation. Elle occupe les vides (Ph.105), les fissures et les cavités de dessiccation (Ph. 106).



A titre illustratif, le bilan chronologique de la photo 105 montre un liseré isopaque de cristaux fibreux sur le substrat de la roche, suivi d'une micrite sombre (micritisation) et le vide est colmaté par une sparite en mosaïque équigranulaire.

On admet qu'en travers ces vides et fissures circulent des solutions calcitiques d'origine externe (marine) (Ph.107) occasionnant la précipitation d'une calcite macrocristalline en une mosaïque de cristaux xénomorphes. Ces derniers auraient comme origine soit une dissolution de sédiment préexistant (Juidette, 2000), soit liée à des solutions ascendantes d'origine hydrothermale (Aïn Ouarka), le long des fractures (Ph. 108) (Purser, 1972 ; Bathurst, 1971).

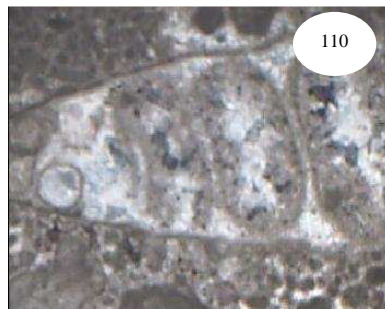


2- La micritisation :

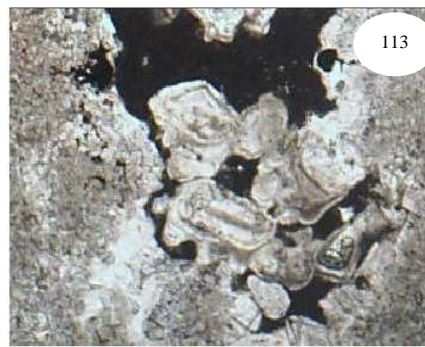
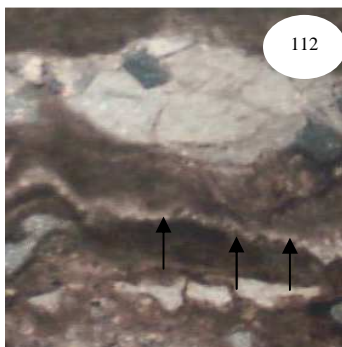
La micritisation est un phénomène qui s'observe essentiellement au sein des faciès à alternance calcaire et/ou calcaire dolomitique. Deux types de micrites sont distingués : la micritisation cyanobactérienne est assez fréquente à la base du faciès (J) (Ph. 109 et *cf. supra.* Ph. 105). Ce type de micrite contribue, comme les ciments précoces, à l'induration précoce du sédiment.

Deux types de micritisation sont distingués au sein de ces niveaux calcaires de texture packstone à grainstone :

a- Micrite géotopique : elle présente des figures de remplissage de fossile ; leur arrangement est mécanique. Ce type de micrite se forme dans un milieu phréatique (Ph.110) et/ou vadose (Ph. 111).



b- Micrite cyanobactérienne : elle apparaît sous forme d'un ciment microstalactitique continu (Ph.112, flèche) ou pendant (Ph.113) et des ponts intergranulaires dans des pores (Ph.112 et 113). Elle se forme également dans la périphérie des masses ovoïdes (Ph.113) et/ou autour des grains détritiques (quartz) (Ph. 114) dans la zone vadose.



c- Conclusion sur les différents ciments

En s'inspirant sur les travaux de C. Javaux (1992) ; il me paraît judicieux de conclure une interprétation des principaux types de ciments carbonatés en termes de milieu diagénétique. Le ciment souligné par un asterix (*) caractérise la "Dolomie du Chémarikh".

Ciment	Composition présumée	Fabrique	Taille (µm)	Interprétation	Référence
Ciment fibreux*	Calcite faiblement magnésienne néophorphique	Croûte isopaque	10-100	Aragonitique ou magnésien phréatique marin	Ginsberg (1975) Kendall et al.(1968) Longman(1980)
Ciment lamellaire*	Calcite faiblement magnésienne	Croûte isopaque	100-120 30-45	Calcite phréatique marin	
Ciment fibreux court*	Calcaire faiblement magnésienne néophorphique	Croûte isopaque	10-100	Calcite hautement magnésienne, phréatique marin	
Ciment micrique isopaque*	Calcite faiblement magnésienne néophorphique	Croûte isopaque	10-20	Calcite hautement magnésienne, phréatique marin	
Ciment micrique anisopaque*	Calcite faiblement magnésienne néophorphique	Croûte anisopaque ménisques	10-20	Calcite hautement magnésienne, vadose marin	Longman(1980) Dunham (1971)
Ciment* fibreux/lamellaire radiaxial anisopaque	Calcite faiblement. magnésien, néo- ou calcite faiblement magnésien	Croûte isopaque	20-200	Calcite hautement ou faiblement magnésienne, vadose marin	Bechtadt (1974) Kendall (1968)
Micro dolomite* anhédrale	dolomite	Dolomite avec petites cristaux anhédraux	4-10	Intertidale	Folk et Land (1975) Moore (1977) Longman (1980)
Rhomboèdre* dolomite ferreuse	Dolomite ferreuse	Rhomboèdres Plage sparitique	50-200	Zone de mélange	
Ciment clinohédrale à rhomboédrique	Calcaire faiblement magnésienne	Croûte isotopique	80-350	Phréatique météorique	Land (1970) Longman (1980) Shinn (1969)
Ciment* aquigranulaire	Calcite faiblement magnésienne	Croûte isotopique	80-200	Phréatique météorique	
Ciment sparitique* recristallisation	Calcite faiblement magnésienne	Calcite néomorphique	100-700	Phréatique météorique	
Ciment* pœcilitique	Calcite faiblement magnésienne	Calcite de dédolomitisation	100-500	Phréatique météorique	
Ciment mosaïque* équi-granulaire	Calcite ferreuse	Mosaïque « bouchon » (enfacial junction)	100-150	Phréatique météorique	Folk(1974) Bathurst (1975)
Ciment* ankéritique	ankérite	Cristaux idiomorphe	100-350	Enfouissement	

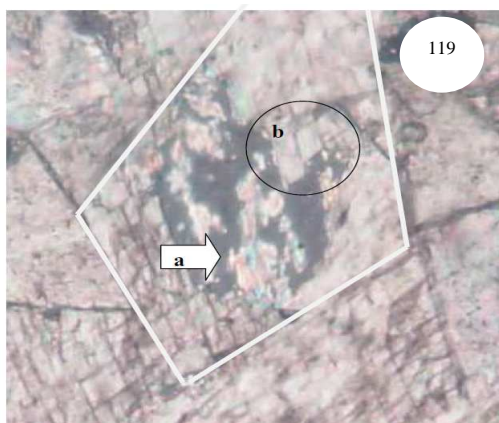
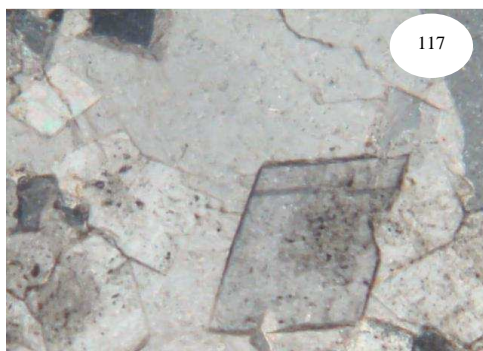
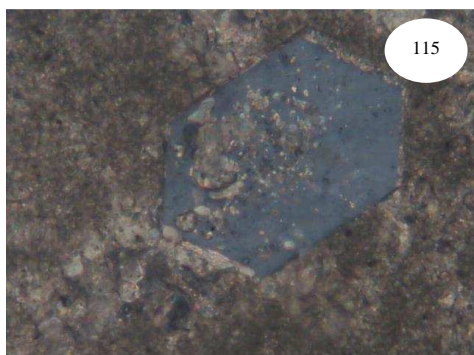
Fig. 16- Interprétation des principaux types de ciments carbonatés en termes de milieu diagénétique selon différents auteurs (inspiré des travaux de Javaux, 1991)

■ Notre milieu de dépôt

3- La dissolution :

Les cristaux de gypse en forment la première cible pour la dissolution (Ph.115 et 116). Les cristaux de dolomite subissent le même sort. La dissolution se fait de deux manières, soit elle résulte des golfes d'érosion (dissolution) sur la périphérie des cristaux (Ph.117 et 118), soit la dissolution du centre de celles-ci (Ph. 115, 116 et 119) et la bordure des rhombes (Ph.118) et/ou des bioclastes (Ph. 120).

Ce phénomène est localement actif. Des cristaux dissous, donnent une morphologie losangique polycristalline particulière indiquant une pseudomorphose.



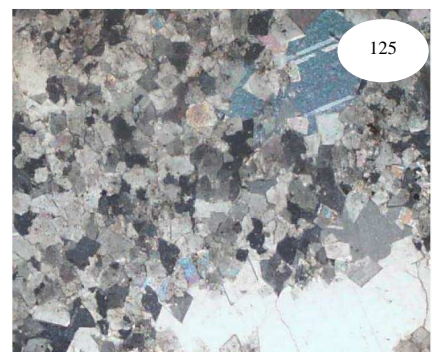
La dissolution de la calcite ou bien de la dolomite laissant ainsi des vides isolés en forme rhomboédrique. Ce phénomène est liée sans doute à des circulations phréatiques calcitiques ou magnésiennes, car elle a provoqué des dépôts successifs de calcite et de dolomite dans des microgéodes (Ph.121 et 122) pour former des cristaux mixtes zonés (Bourrouilh, 1973 ; Deelman, 2003).



4- La dédolomitisation

La dédolomitisation est le phénomène inverse de la dolomitisation. Les cristaux de dolomite sont rongés et épigénisés par la calcite (Ph. 123 et 124). Ces phénomènes sont surtout visibles au zone des contacts calcaire-dolomie pénécontemporaine (Vatan, 1967).

Ce processus affecte quelques faciès qui ont subi une dédolomitisation plus ou moins intense au cours duquel le rhomboèdre est originellement dolomitique (Ph. 123). A titre illustratif, ce phénomène est le plus souvent remplacé par de la sparite (calcitisation) résultant d'une dédolomitisation partielle donnant soit une microsparitisation (Ph. 124), soit calcitisation monocristalle (Ph. 125).



5- Le remplacement :

Il correspond à une substitution minéralogique où de belles illustrations ont été observées à partir des cristaux de dolomie dans une texture poïkilotopique (Ph. 126), associée à des pseudomorphoses d'anhydrite (sulfatation ; Ph.127) et de quartz (silicification ; Ph. 128 et 129).

Dolomie \Rightarrow **Dédolomitisation** \Rightarrow **Remplacement (Sulfatation)**

Dolomie \Rightarrow **Dissolution** \Rightarrow **Remplacement (Sulfatation)(Ph. 119 ; a)**
 \searrow
Dolomitisation secondaire (Ph. 119 ; b)

Dolomie \Rightarrow **Dédolomitisation** \Rightarrow **Remplacement (silicification partielle)**

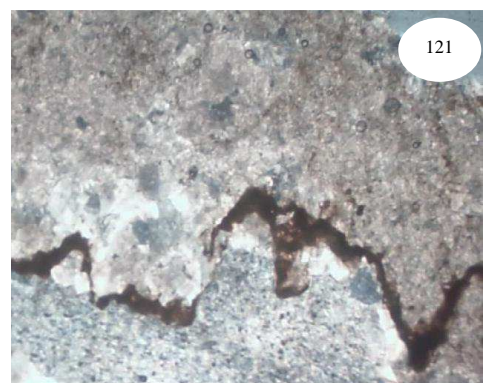
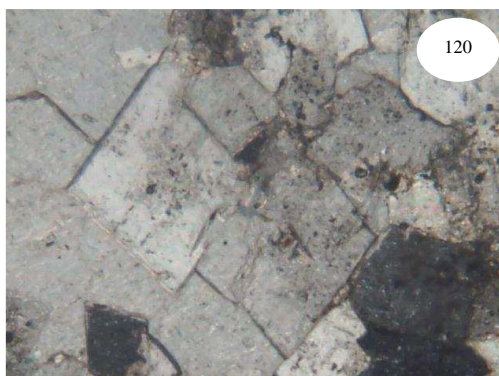


6- La compaction et la lithification

Il s'agit du changement physique par réduction de volume du sédiment due à la diminution de la porosité. Les "Dolomies du Chémarikh" n'ont pas été affectées intensivement par la compaction grâce au développement très précoce de la cimentation, mais la lithification est bien développée.

Ce phénomène se manifeste à l'échelle microscopique par des cristaux de sparite bien agencés ou par des masses de rhomboèdres de grande ou de petite taille néoformés. Ces cristaux colmatent des fissures et des vacuoles pour en donner des dolomites anhétraux et euhétraux équi-granulaires (Ph. 120).

La présence des stylolithisations confirme incontestablement la compaction. Elle est représentée par la présence d'un enduit colmaté par des argiles ferrugineuses (Ph. 121).



7- La dolomitisation

Tout le long de notre étude sur la faciologie (dolomie) et le phénomène de la dolomitisation, une analyse quantitative de la dolomitisation est intégrée dans cette étude. Elle montre clairement la variation lithologique des niveaux à fort et à faible présence de la dolomite (*cf.* fig. 15). Elle a été l'indicateur préliminaire de taux de dolomitisation de cette massive formation.

C- ASPECTS ET ARRANGEMENT DES RHOMBOHEDRES

1- Aspects pétrographiques (fig. 17 et 18)

Les "Dolomies du Chémarikh" révèlent divers types de rhomboédres qui sont : les limpides, les zonés, les rhombes à inclusions et les cristaux en croix.

a- Cristaux limpides (A) : ils sont formés par de très petits cristaux rhomboédriques limpides caractérisant essentiellement les facies A et B.

b- Cristaux zonés (B et C) : ils sont caractérisés par des zones de croissance formant des zones alternantes sombre et claire de taille variable. Ce type de cristaux, se trouve soit isolé, soit il se présente en masse. Ils sont accompagnés par des particules sparitisées. Deux types particuliers sont identifiés, ce sont : à aspect dit "encapuchonné", (B) et/ou des cristaux de rhombes en alternance (C).

c- Rhombes à inclusions (D à H) : Ils sont de plusieurs types (de type 1 à type 4). Ils sont caractérisés par des inclusions au centre du cristal. Ces impuretés sont le résidu de la roche originelle secondairement dolomitisée (Ben Bouziane, 1990, 1995 ; Marok, 1998).

2- Les cas particuliers (fig. 20) : Deux types de cristaux sont identifiés dans les "Dolomies du Chémarikh". Les premiers sont dits "baroques" et les deuxièmes sont à aspect cruciforme (forme en croix).

a- Cristaux en croix (I) : ce sont des cristaux cruciformes qui sont très rares dans ces dolomies.

b- Dolomites baroques ("Saddle dolomites" ; J) (Folk et Asserto, 1974) ou dolomite en selle de cheval ("*Saddle-shaped dolomite*") de (Radke et Mathis 1980 ; Ben Bouziane, 1995). Ces dolomites sont caractérisées par des cristaux à faces courbées et à clivages à extinction ondulée, à inclusions abondantes de fluide de petite taille.


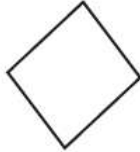

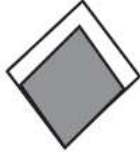



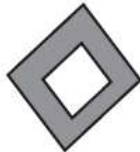







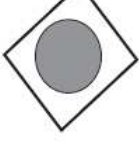
Exemples sur L.M. et	Aspect du Rhomboèdre	Types de cristaux
		Limpide (A)
		Encapuchonné (B)
		Zoné type 2 (C)
		Zoné type 3 (D)
		à inclusion centrale type 1 (E)
		à inclusion centrale type 2 (F)
		à inclusion centrale type 3 (G)
		à inclusion centrale type 4 (H)

Fig. 17 - Les différentes formes et aspects des dolomites rencontrées.


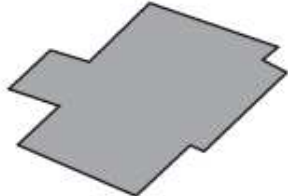
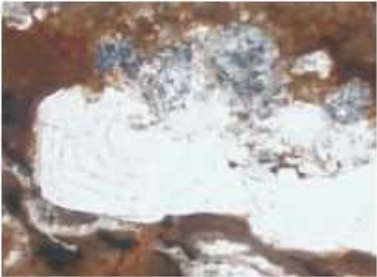

Exemples sur L.M. et	Aspect du Rhomboèdre	Types
		Cristaux en croix (I)
		Cristaux baroques (J) "Saddle-dolomite"

Fig. 18 - Les cas particuliers des formes et aspects de dolomite rencontrées.

3- Arrangement et fabrique (fig. 19): L'arrangement de ces cristaux de dolomites est classé en plusieurs types :

a- En monocristaux de colmatage dans des vacuoles (LM n°64 ; Ph. 122) ;

b- Epars : ils sont individualisés et dispersés dans des fissures ou dans des cavités. Cette disposition donne la structure pœcilitique (LM n°62 ; Ph. 123) ;

c- En massive : des romboédres de grande taille colmatent des vides intergranulaires ou des fractures (LM n°60, Ph. 124) ;

d- En palissade ou en isogranulaire : les cristaux se trouvent, soit en bordure des accidents diagénétiques (cavités fénétrales ; LM. 121) ou des accidents microtectoniques (LM n°64 ; Ph.125) ou autour d'un élément figuré (LM n°62 ; Ph. 126).







ILLUSTRATION PHOTOGRAPHIQUE		TYPE D'ARRANGEMENT	
122		monocristaux de colmatage	
123		Epars dans une structure pœcilitique	
124		massive colmatant	
125		PALISSADE	dans une cavité microtectonique (fissure)
126			En bordure des grains
121			Dans une cavité diagénétique (<i>fenestrea</i>)

Fig. 19- Arrangement et fabrique des cristaux de dolomites

D- CONCLUSIONS :

La diagenèse associée à la poronécrose est le phénomène le plus important dans la formation étudiée. Elle montre une suite de phénomènes diagénétiques (calcitisation et dolomitisation) où se succède une diagenèse complexe en deux phases : contemporaine légère dans la partie basale et d'enfouissement intense pour la partie supérieure des dolomies. Chaque phase est subdivisée en stades.

Les vacuoles de dessiccation sont créées par la dissolution des ciments précoces suite à une émergence. Elles ont été remplies par de gros cristaux de calcite tardive sparitique équi-granulaires légèrement dolomitisés dans le cas des calcaires et des dolomitisations précoces, et par des cristaux de dolomie baroque dans les faciès à dolomitisation tardive développée.

Les espaces intergranulaires sont de très petite taille et fréquemment occupés par de la micrite dans les faciès calcaires et par des dolomies cristallins dans les faciès à dolosparite à texture idiotopique.

Le colmatage de ces vacuoles se réaliserait par des circulations des eaux chargées de magnésium dans les fissures dans les sédiments légèrement lithifiés. Les remplissages des microcavités liés soit, aux phénomènes de dessiccation par des cristaux arrangés en "*dents de chien*" soit, en palissade après la dissolution des cristaux gypse qui témoigne de cette circulation des eaux.

QUATRIEME PARTIE

MILIEUX ET MODELES DE DOLOMITISATION

I- CONDITIONS DE DOLOMITISATION : MILIEU ET MODELE

A- MILIEU DE DOLOMITISATION

L'alternance (dolomies/calcaires et/ou calcaires dolomitiques) et la présence de la texture idiotopique des cristaux de dolomite montrent que la dolomitisation est franchement précoce (Amrane *et al.* 2009). Ainsi, l'ensemble des caractères sédimentologiques notamment les textures tidales (lamines algaires, fenestrés, fentes de dessiccation et des minéraux évaporitiques) suggère une dolomitisation précoce par remplacement dans un milieu inter- à supratidal dans un contexte confiné et dans des conditions à évaporation intense et sursalé. (Purser, 1980 ; Walker & James, 2000). Ce milieu de type sebkha est comparable à celui du Golf Arabo-Persique (Deffeyes *et al.*, 1965 ; Evans *et al.*, 1969 ; McKenzie *et al.*, 1980 ; Purser, 1980 ; Aït Ouali, 1991 , Juidette *et al.*, 1999a et b).

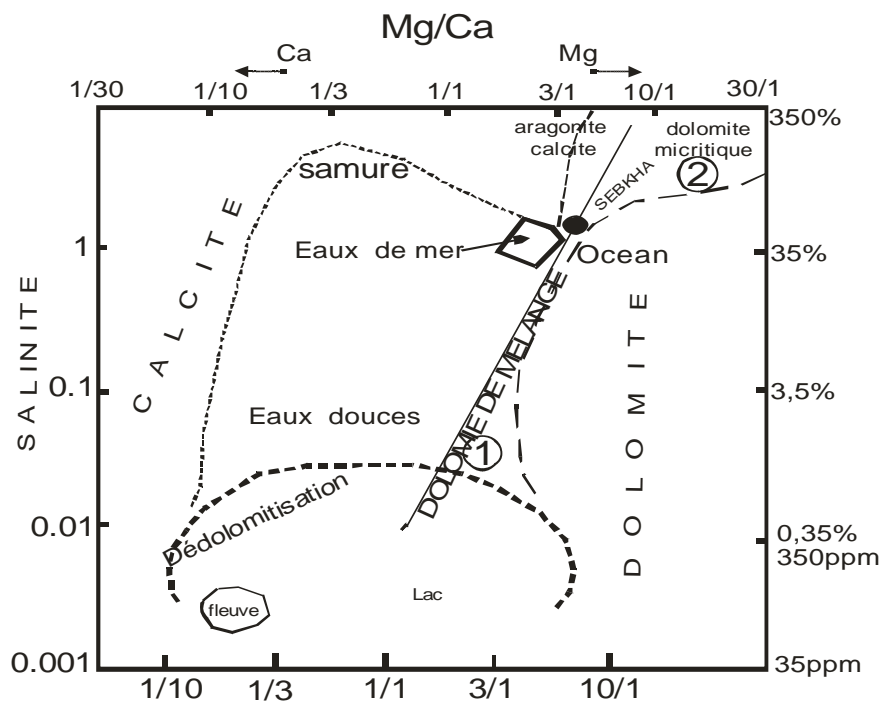


Fig. 20- Diagramme montrant le domaine de formation de la dolomite et de la calcite en fonction de la salinité et du rapport entre les deux domaines (D'après Folk et Land, 1975)

■ Evaporation ; (1) Modèle "Dorag" (Badiozamani, 1973) ; (2) Modèle "Seepage reflux" (Deffeyes *et al.* 1965)

B- MECANISME ET MODELE DE DOLOMITISATION

1- Concepts et modèles de dolomitisation

Avant de mettre en évidence d'un modèle propre à la région d'étude, il me paraît utile de rappeler les modèles appliqués.

Les études effectuées sur les milieux actuels similaires dans les lacs Tanatarrk et Balkash (Sapojnikov, 1951 ; Starakhov, 1958 ; Skinner, 1963) permettent d'élaborer plusieurs modèles explicatifs sur le mécanisme de la dolomitisation. Nous rappelons plusieurs processus.

a- Rappel des concepts

-Le modèle évaporitique ("Evaporation pumping"). Ce modèle a été appliqué dans des différents milieux, dans des lacs salés (Sapojnikov, 1951 ; Strakhov, 1958 ; Friedman et Sander, 1967) et des dolomies associées à la calcite (Alderman et Skinner, 1957 ; Skinner, 1963 ; Von Der Boch, 1965 ; Chow, 1995). Ce modèle est également appliqué dans des sebkhas où règnent des conditions hypersalines (Wells, 1962 ; Curtis *et al.*, 1963 ; Illing *et al.*, 1965 ; Evans, 1969 ; Kendall et Skipwith, 1968) et dans la zone supratidale (Shinn *et al.*, 1969 ; Hairuo qing *et al.*, 2001).

Ce modèle est rejeté dans plusieurs cas, en raison de la rareté des indices d'évaporites et des figures d'émerison. Ce modèle est toujours considéré comme fiable (Ginsburg, 1975 ; Friedman, 1980).

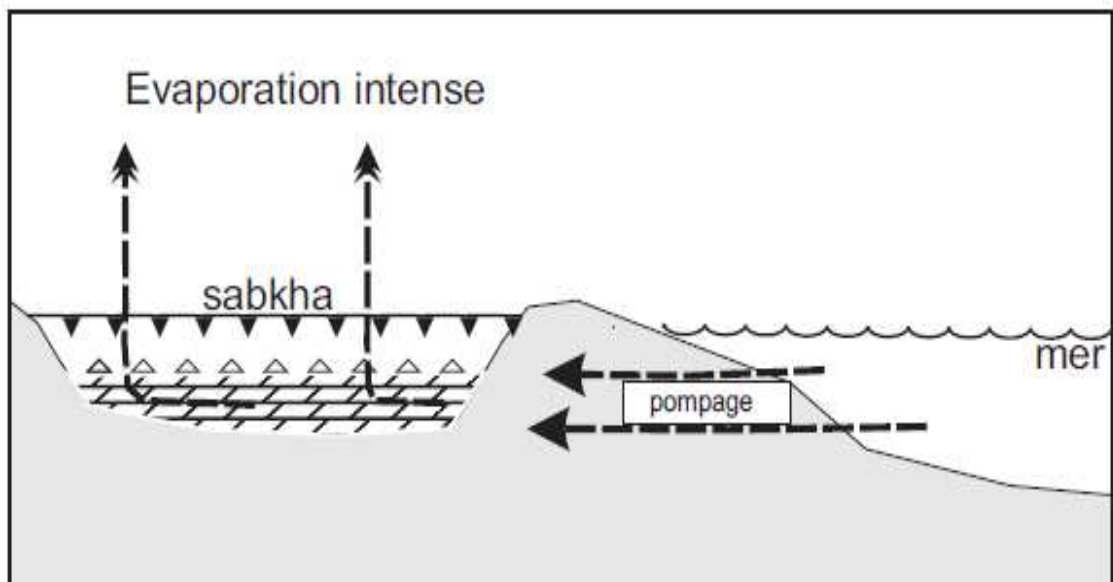


Fig. 21- Modèle de pompage évaporitique (évaporitive pumping model)

-Le modèle Infiltration-reflux ("Seepage refluxion"). Ce modèle (Adams et Rhodes, 1960) s'applique aux zones contenant des saumures denses (Deffeys *et al.*, 1965 ; Land et Folk, 1975, Adam et Rhodes, 1960) où la dolomitisation s'effectuerait par percolation latérale lors des reflux (fig. 22). Bien que ce modèle soit très théorique, sa fiabilité n'a pas encore été démontrée de manière nette.

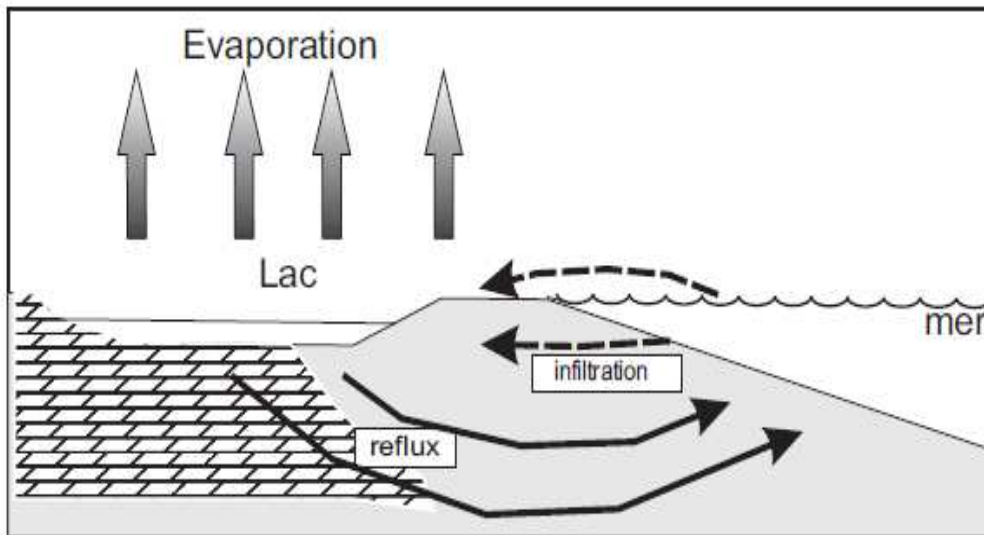


Fig. 22- Modèle d'infiltration reflux (seepage reflux model)

-Le modèle de mélange ("Dorag model"). Ils'agit d'une dolomitisation qui s'effectue par un mélange d'eau météorique et d'eau de mer (Goodell et Garman, 1969). Ce modèle est appliqué ultérieurement par plusieurs auteurs sur la dolomitisation actuelle (Badiozamani, 1971 ; Hanshaw *et al.*, 1971 ; Land, 1970, 1973 ; Land *et al.*, 1975 ; Land et Folk, 1975 ; Bourrouilh, 1973 ; Folk et Siedlecka, 1974 ; Buchbinder, 1981). Cette dolomitisation est la plus fiable quant à l'interprétation des dolomies anciennes, qui ne sont pas liées à des faciès évaporitiques de milieu interne à supra- à intertidal (Magaritz *et al.*, 1980. Buchbinder *et al.*, 1984 ; Marta Gassparini *et al.*, 2006) .

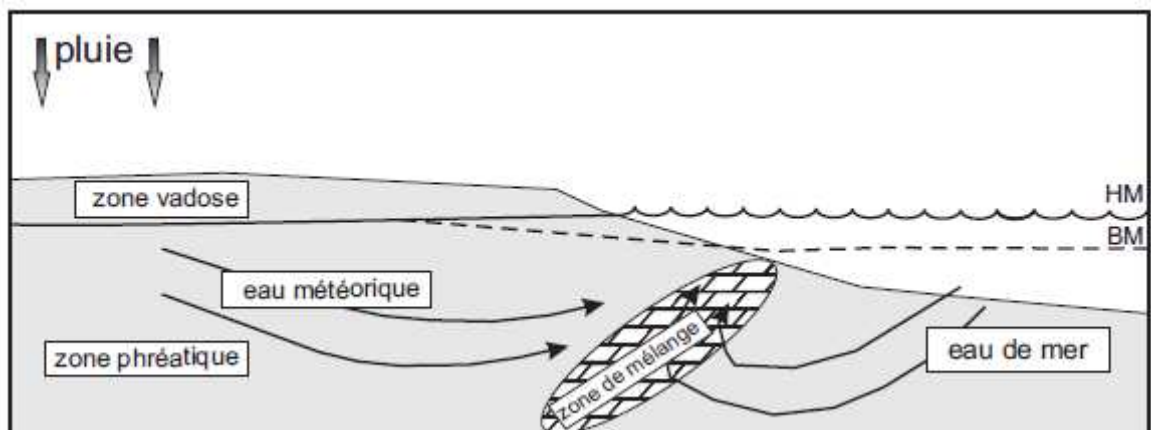


Fig. 23- Modèle "dorag" ou zone de mélange

- **Modèle de dolomitisation tardive au cours de l'enfouissement.** Le rôle de la température et la pression lithostatique est prépondérant dans toutes les transformations liées à l'enfouissement (Zinger, 1976, 1981, 1983 ; M'Rabet et Purser, 1978 ; Matte et Montjoy, 1980 ; M'Rabet, 1981, Worinik et Land, 1985).

L'étude des textures des cristaux (texture idiotopique et xénotopique) peuvent nous renseigner sur l'importance de l'enfouissement (Friedman, 1965 ; Radke et Mathis, 1980 ; Gregg et Sibley, 1984, Sibley et Gregg, 1987). La dolomite formée au-dessous d'une C.R.T. ("Critical Roughening Temperature") ou (Température Critique d'Irrégularité), d'environ 50°C à 100°C, montre une texture idiotopique. La dolomite formée au-dessus de cette température montre une texture xénotopique (Gaines, 1977 ; El Youssi et Jautée, 1989 ; Abu al Hassan *et al.*, 2004).

A ces conditions purement sédimentologique s'ajoutent des contraintes tectoniques, contemporaines à la sédimentogenèse des dolomies.

b- Application du modèle dans notre cas

L'analyse pétrographique des "Dolomies du Chémarikh" montre divers phénomènes diagénétiques. Il résulte une dolomitisation précoce et tardive qui se succède dans le temps durant l'Héttangien dans une plate-forme carbonatée interne peu profonde dans des conditions à évaporation intense. Elles peuvent être expliquées suivant deux modèles :

- **Modèle de dolomitisation précoce au cours de la sédimentogenèse.** Les "Dolomies du Chémarikh" peuvent donc se former à partir d'un mélange d'eau météorique et d'eau de mer (fig. 24 A) à solutions diluées avec un rapport Mg/Ca (Folk et Land, 1975). La cristallisation est lente et conduit à la formation de cristaux limpides de grande taille. La structure idiotopique, suggère, *a priori*, que les "Dolomies du Chémarikh" se sont formées au-dessous d'une C.R.T. (environ 50°C à 100°C) (Deffeyes *et al.*, 1965 ; McKenzie *et al.*, 1980 ; Purser, 1980 ; Aït Ouali, 1991).

Le deuxième cas, l'eau de mer s'infiltré latéralement par pompage évaporitique à travers les sédiments de la zone tidale (fig ; 24 B). Le flux est compensé par une forte évaporation. La dolomitisation est en parfaite relation avec la circulation per ascensum de saumures hypersalines (Mg/Ca).

Dans les deux cas de figure, il en résulte des constituants dolomitiques et évaporitiques avec la présence fréquente des indices d'évaporites et des figures d'émersion dans les zones supra- et intertidale

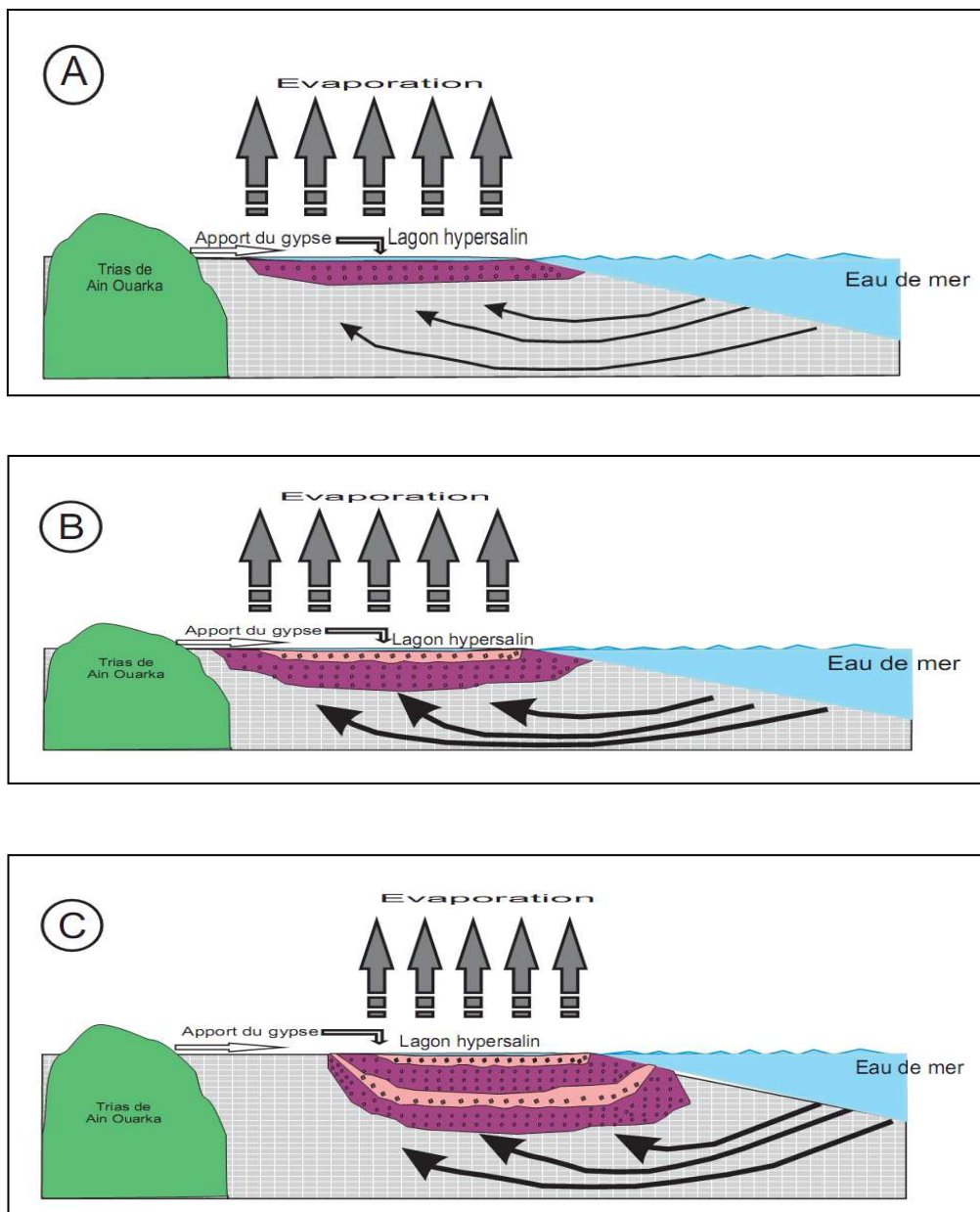


Fig. 24- Dynamique et Modèles de dolomitisation appliqués sur les "Dolomies du Chémarikh"

c- Conclusions

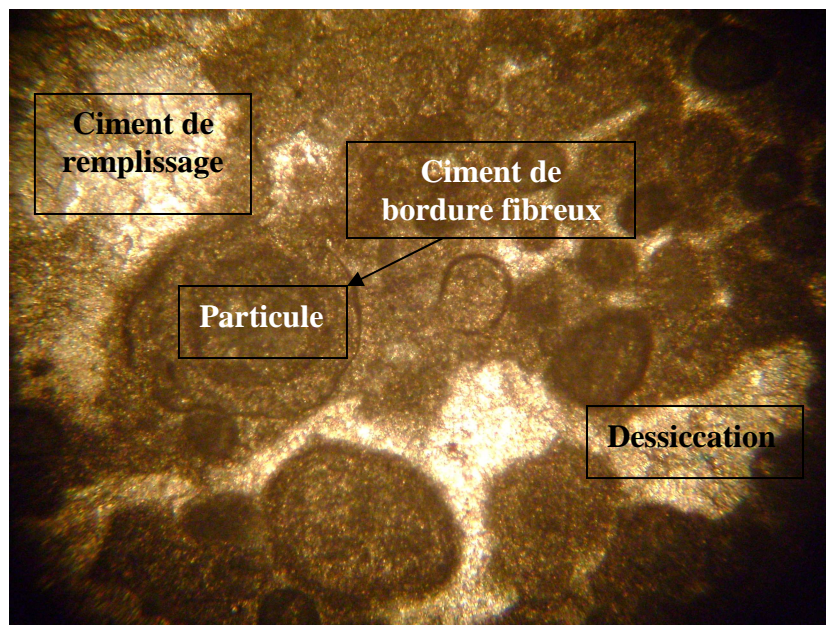
La dolomitisation précoce ou tardive dans les "Dolomies du Chémarikh" est parfaitement liée à l'évolution paléogéographique de la plate-forme peu profonde en bordure de la formation triasique (Ain Ouarka) alimentant cette aire de sédimentation en constituants évaporitiques. Elle favorise parfaitement le fonctionnement du modèle "Dorag" et du modèle "pompage évaporitique". Elle illustre l'évolution paléostructurale d'une région soumise à une tectonique saccadée enregistrant plusieurs séquences génétiques (fig. 24 C).

Enfin, la réactivation de certaines failles profondes peut être à leur tour responsable d'une dolomitisation tardive colmatant la fracturation tectonique.

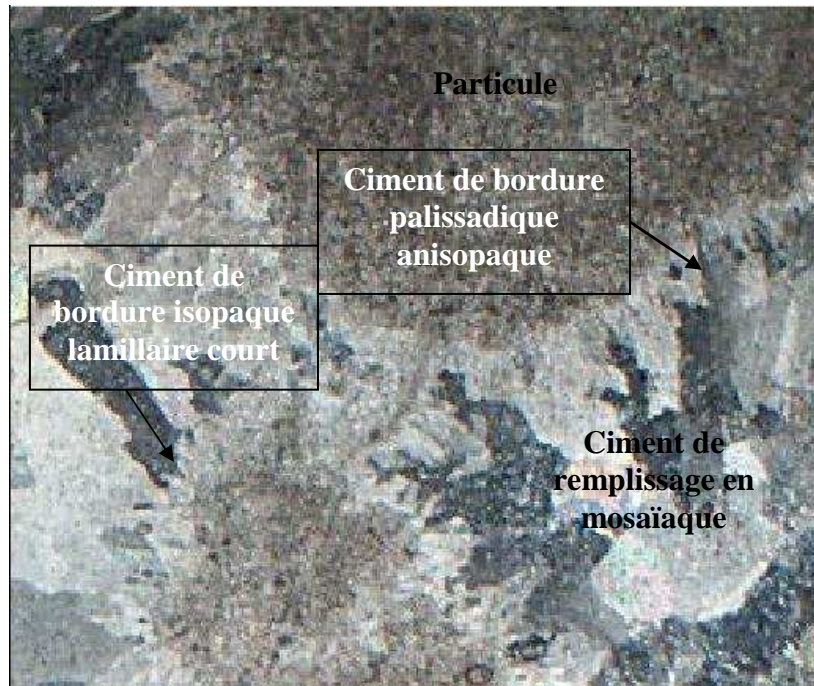
2- Analyse stadiale et bilan chronologique

Les hypothèses sur les modalités et le mécanisme de ce moteur de dolomitisation proposées se réaliseront sur la base des données de terrain complétées par l'analyse des lames minces. Les faciès choisis sont présentés à titre illustratif. Ceux-ci s'expliquent par une analyse stadiale qui est la suivante :

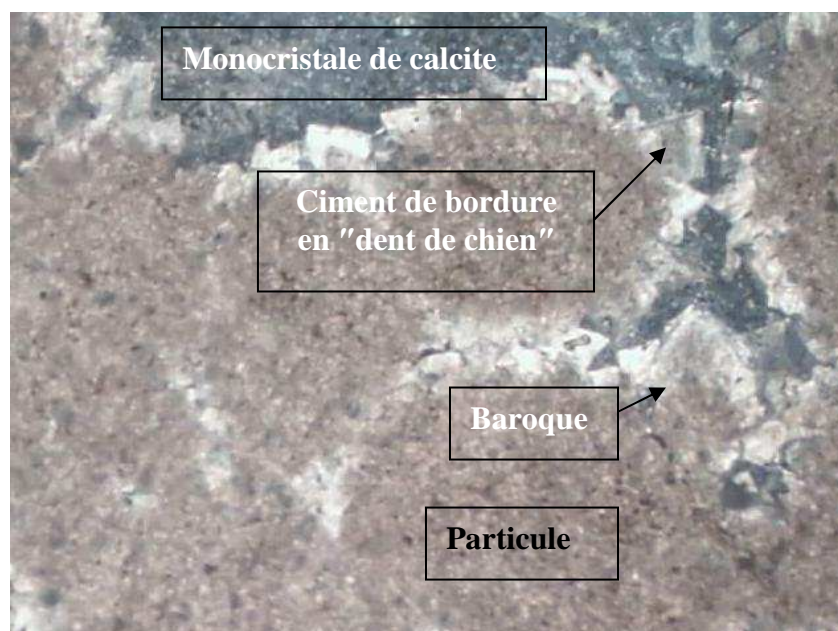
a- STADE I : Sédimentogenèse - Diagenèse précoce : il correspond à la mise en place des calcaires originellement constitués par des particules (pellets, oolithes, oncolithes, bioclastes dans un milieu peu profond, de haute énergie. Ces grains seront cimentés par une cimentation précoce, essentiellement les ciments de bordure (micrite, calcite fibreuse, palissade..). Au cours de cet épisode les carbonates subissent une dessiccation (*bird-eyes*, *keystone-vuggs et sheet-cracks*) associés au matériel évaporitique (cristaux de gypse) qui sont liées à l'évaporation contemporaine à la sédimentation dans ce milieu. La phase de liaison (cimentation) dans ces calcaires correspond à une texture souvent packstone à grainstone. La calcite sparitique forme une porosité initiale importante.



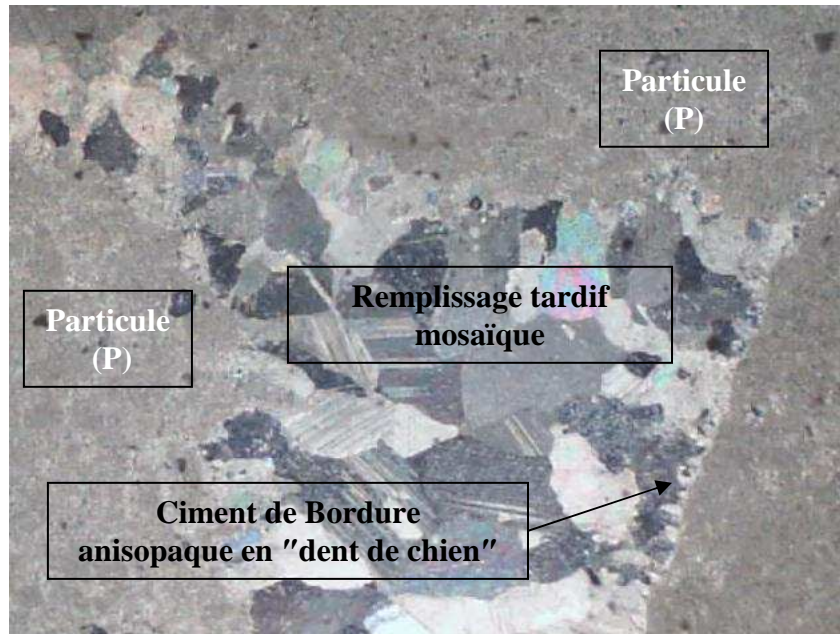
b- STADE II : Dolomitisation précoce : Cette dolomitisation est rapide et périodique ; elle était effectuée même avant l'enfouissement du dépôt sédimentaire à quelques centimètres de la surface de leur enfouissement. Elle résulte de lithification précoce de boue calcaire indiqué par des plages micritiques de la zone vadose. Ce processus est classé presque syngénétique.



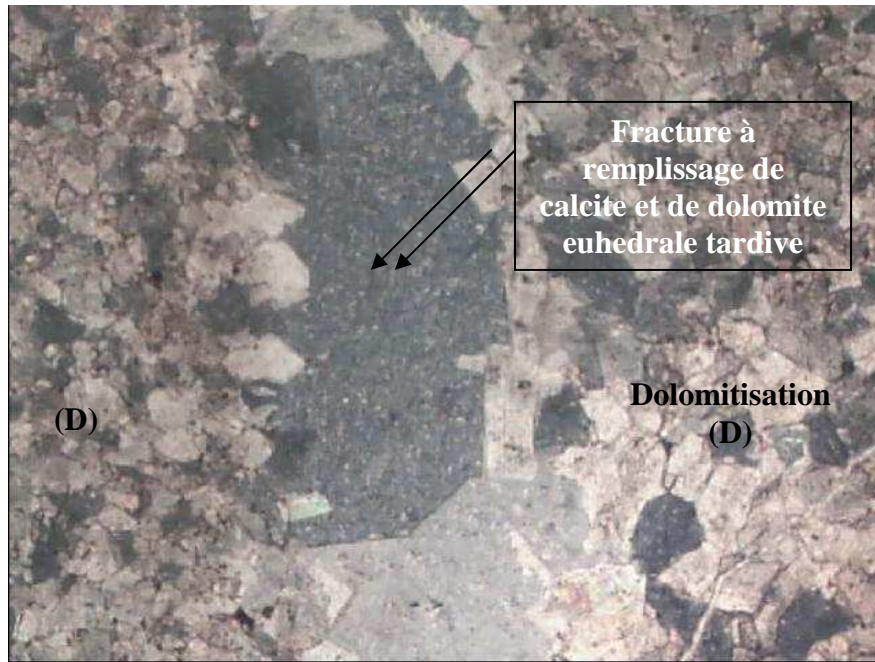
c- STADE III : Recristallisation-Cimentation. Elle forme toutes les transformations par aggradation cristalline (structure en mosaïque) colmatant la porosité initiale, ainsi la néoformation des anhydrites (sulphatation). La dédolomitisation locale après la dissolution des dolomites génère de gros cristaux de calcite. La cimentation de ce sable par précipitation de calcite cristalline de type sparite (diagenèse ou phase tardi-sédimentaire) ; dolomitisation des particules et le ciment de bordure ; précipitation centripète de ciment carbonaté de bordure, d'abord dolomitique, disposé en "*dent de chien*", suivi d'un ciment calcitique plus grossier. Le vide est occupé par un monocristal de calcite où une dolomite baroque se développe.



d- STADE IV : Dolomitisation/calcitisation tardive. Ce stade est précédé par une faible fissuration dans une roche bien lithifiée créant ainsi une porosité intercrystalline secondaire. Elle se traduit par de nombreux types de dolomite zonée de cristallisation grossière et de forme automorphe et sub-automorphe individualisée ou en gerbe (baroque). Cette dolomite remplit souvent les microfissures et elle prend leur place dans les pores et les dessiccations.



e- STADE V : Cimentation calcitique tardive (calcitisation). Ce stade comprend une remobilisation de la fracturation et cimentation calcitique à structure pœcilitique. Cette cristallisation est associée à une véritable pseudomorphose de gypse. Les enduits argileux et minéralisations colmatant ces fracturations ainsi la dédolomitisation sont également classés dans ce stade.



En conclusions, l'histoire sédimentaire et post-sédimentaire de la formation du Chémarikh passe par plusieurs étapes diagénétiques : 1) une cimentation en zone phréatique marine précédant l'enfouissement ; 2) l'apport des eaux météoriques au cours d'une baisse du niveau marin à la suite d'une régression forcée. Cette circulation chargée des ions sulfatés et magnésiens est à l'origine de la dolomitisation et de la sulfatation des dépôts proches de la zone d'alimentation ; 3) enfin, une cimentation d'enfouissement, après une nouvelle montée du niveau marin relatif. La séquence est répétitive au cours du temps.

CINQUIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude des "Dolomies du Chémarikh" fait appel plusieurs approches : sédimentogène, modèle de dolomitisation, contexte climatique et tectonique.

I- SEDIMENTOGENESE-DOLOMITISATION

La succession lithostratigraphique de la formation "Dolomies du Chémarikh" est constituée par une alternance des niveaux dolomitiques avec des calcaires et la présence essentiellement de la texture idiotopique des cristaux de dolomite témoignent une dolomitisation précoce. Cette sédimentogène s'est produite en environnement de plate-forme tidale peu profonde favorable à la genèse des oolithes, des algues.... Ce milieu est généralement associé à des conditions d'évaporation intense (cristaux de gypse). La sédimentation montre fréquemment de structures sédimentaires typiques de ces milieux comme les laminations, les figures de dessiccation fréquentes et les brèches microscopiques sédimentaires.

Dolomie de première génération ou protodolomie : Ce lithofaciès dolomicritique occupe plusieurs niveaux de la formation. Ces faciès sont de texture micritique en voie de dolomitisation. Des cristaux de petite taille dans les faciès d'origine probable à texture mudstone à wackestone sont regroupés en massive ou éparpillés, associés principalement à des fantômes allochimiques (oolithes, oncolithes, fossiles) légèrement dolomitisés.

Dolomie de deuxième génération ou secondaire. Des cristaux individualisés et d'une taille plus grande que les précédentes ; sa fréquence est étroitement liée à des cristaux de dolomite euhédraux et rarement anhédraux dont la texture est hypidiotopique ou xénotopique à poikilotopique. La plupart des formes renferment des inclusions au centre des rhomboèdres ou englobant des alternances reflétant plusieurs type de zonations ce qui montre une maturité tardive de ces cristaux.

Cette sédimentation (dolomie et calcaire) s'organise en séquences diagénétiques qui semblent être communes à plusieurs types de corps carbonatés stratigraphiquement différents. On constate dans cette similitude, l'effet d'une histoire post-sédimentaire analogue : une cimentation en zone phréatique marine préalable à l'enfouissement, puis l'arrivée des eaux météoriques au cours d'une baisse du niveau marin relatif consécutive à une régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992). Cette circulation est chargée des ions de sulfates et de magnésiens où se fait la précipitation de gypse proche des aires d'alimentation. Ce fait, est à l'origine de la dolomitisation et de la sulfatation des dépôts, avec des faciès réduits dans les zones distales de l'aquifère. Enfin, une cimentation d'enfouissement, après une nouvelle montée du niveau marin relatif. Ce « motif géologique » s'est répété maintes fois.

II- ENVIRONNEMENT ET MODELE DE DOLOMITISATION

La dolomitisation précoce ou tardive dans les "Dolomies du Chémarikh" montre une parfaite relation avec l'histoire dynamique de la plate-forme. L'étude des transformations diagénétiques et l'analyse stadiale montrent des stades précoces liés à l'environnement où se développent des processus de dolomitisation dans un contexte confiné et sursalé. La dolomitisation la mieux adaptée dans notre étude suggère un milieu peu profond favorisant le fonctionnement du modèle "Dorag" et du modèle "pompage évaporitique".

Des stades tardifs sont marqués par de fortes recrystallisations sous l'action d'un enfouissement important et sous des températures différentes. Ces deux paramètres sont prouvés par l'étude des textures des cristaux (texture idiotopique et xénotopique) qui peuvent nous renseigner sur l'importance de l'enfouissement (Friedman, 1965 ; Radke et Mathis, 1980 ; Gregg et Sibley, 1984, 1987). La dolomite formée au-dessous d'une C.R.T. ("*Critical Roughening Temperature*") ou (Température Critique d'Irrégularité), d'environ 50°C à 100°C, donne une texture idiotopique. La dolomite formée au-dessus de cette température montre une texture xénotopique (El Youssi et Jautée, 1989).

A ces conditions purement sédimentologique s'ajoutent des contraintes tectoniques, contemporaines à la sédimentogenèse des dolomies.

III- CONTEXTE CLIMATIQUE

Les influences climatiques se font sentir à toutes les étapes de l'évolution séquentielle et diagénétique dans les "Dolomies du Chémarikh". Cette roche se caractérise par une dolomitisation précoce en zone tidale, favorable à la genèse des oolithes, des algues, de la micritisation, associés à des cristaux de gypse et ainsi que leur dolomitisation, suggèrent un climat aride et chaud.

Peut-on inclure les figures de karstification colmatée par de la micrite rouge qui implique un lessivage acide témoignant une humidification relative du climat. Ces figures sont également tapissées par des croûtes calcaires pédologiques évoquant des conditions climatiques de type méditerranéen.

IV- CONTEXTE TECTONIQUE

La dolomitisation précoce ou tardive dans les "Dolomies du Chémarikh" montre une parfaite relation avec le contexte paléostructural de la région. La plate-forme tidale est soumise à une tectonique saccadée générant plusieurs séquences génétiques où la sédimentation compense toujours la création d'espace disponible. Cette accommodation a été fréquemment dépassée par le taux de sédimentation ce qui provoque vraisemblablement des émergences répétées. Suite à la baisse du niveau marin relatif, la production carbonatée se réduit, les sédiments sont alors soumis aux processus diagénétiques précoces.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1- Limites géographiques des différents domaines géologiques (d'après L. Mekahli, 1998)	12
Fig. 2- Carte structurale et localisation de secteur d'étude (Mekahli, 1998)	13
Fig. 3- Carte géologique du secteur de Ain Ouarka (d'après J.P.Bassoullet, 1973 ; <i>in</i> . Mekahli, 1998).....	15
Fig. 4- Succession lithostratigraphique de référence de Djebel Chémarikh (Mekahli, 1998).....	16
Fig. 5- Autocalcimètre utilisé dans la mesure de la dolométrie.....	20
Fig. 6- Légende des figures utilisées.....	20
Fig. 7 - Extrait de la carte topographique d'Aïn Safra au 1/200 000 ^e montrant la région d'étude ; Carte du Sahara N I-30-VI.....	22
Fig. 8- Carte satellitale positionnant le Djebel de Chémarikh.....	23
Fig. 9- Vue panoramique du périclinal oriental du Djebel de Chémarikh.....	23
Fig.10- Différents lithofaciès et séquences génétiques des "Dolomies de Chémarikh"...	25
Fig.11- Les ensembles lithologiques(A) et la position sédimentologiques de la formation de dolomie de Chémarikh dans la séquence paysage (B).....	33
Fig. 12- Tableau montre la Classification de Folk (1959).....	36
Fig. 13- Classification texturale de Greeg & Sibley (1984).....	38
Fig. 14- Evolution structurale et texturale des "Dolomies de Chémarikh"	39
Fig.15-Analyse diagénétique et estimation de la porosité et la dolomitisation des "Dolomies de Chémarikh"	48
Fig. 16- Interprétation des principaux types de ciments carbonatés en termes de milieu diagénétique selon différents auteurs (inspiré des travaux de Javaux, 1991).....	54
Fig. 17 - Les différentes formes et aspects des dolomites rencontrées.....	60
Fig. 18 - Les cas particuliers des formes et aspects de dolomite rencontrées.....	61
Fig. 19- Arrangement et fabrique des cristaux de dolomites.....	62
Fig. 20- Diagramme montrant le domaine de formation de la dolomite et de la calcite en fonction de la salinité et du rapport entre les deux domaines (D'après Folk et Land, 1975).....	65
Fig. 21- Modèle de pompage évaporitive (évaporitive pumping model).....	66
Fig. 22- Modèle d'infiltration reflux (seepage reflux model).....	67
Fig. 23- Modèle "dorag" ou zone de mélange.....	67
Fig. 24- Dynamique et Modèles de dolomitisation appliqués sur les "Dolomies du Chémarikh"	69

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

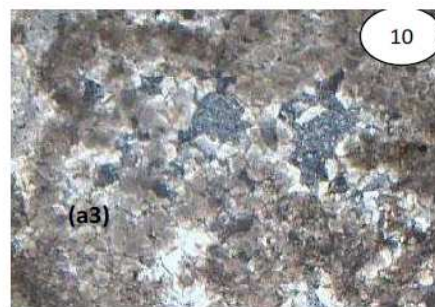
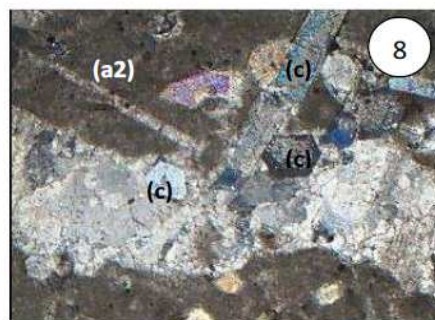
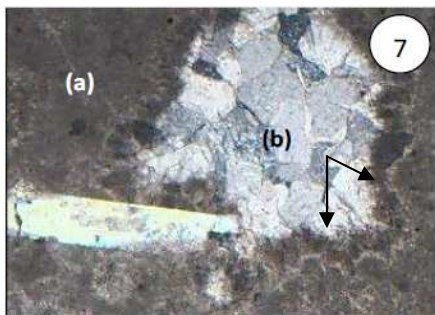
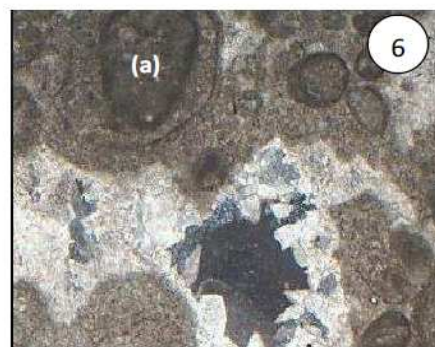
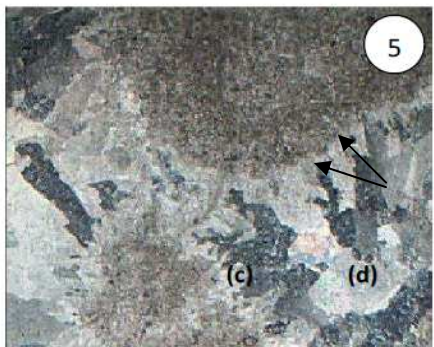
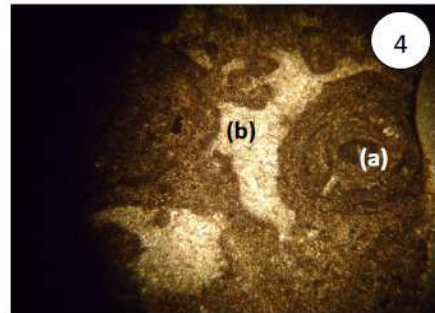
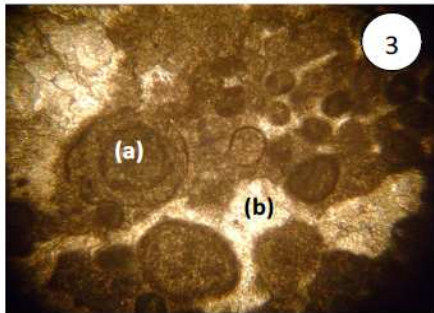
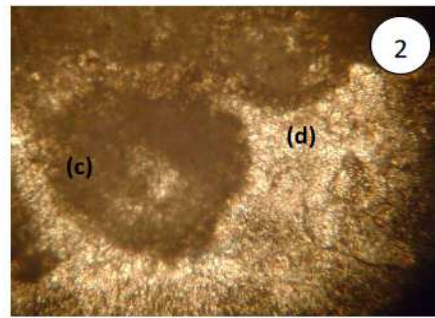
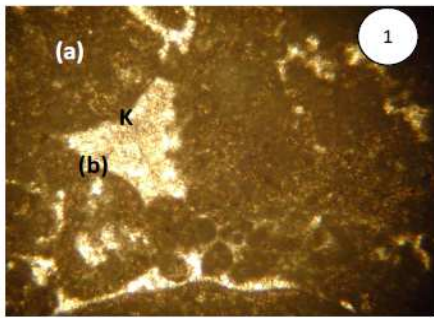


PLANCHE I

Photo 1 – Calcaire dolomicritique à oncolithes (a) dolomités et à dessiccation. Notons des bioclastes à bordure micritisée (b) et des structures fénestralles "*Keystone-vuggs, K*" ; Ech. HR2 ; (x 40).

Photo 2 - Dolomicrite (ou protodolomie) à oncolithes (a) dolomités à ciment de bordure fibreux (c). Le vide est colmaté par des cristaux équigranulaires sparitiques (d). Ech. HR2, (x 40)

Photo 3 - Calcaire oolithique en voie de dolomitisation (a) et présence de la dessiccation engendrant des vacuoles (b) remplies par des cristaux de calcite. Ech. HR2 (x 10).

Photo 4 - Calcaire oncolithique en voie de dolomitisation (a) affecté par de la dessiccation engendrant des vacuoles (b) remplies par des cristaux de calcite. Ech. HR2 ; (x40).

Photo 5 – Calcaire en voie de dolomitisation (protodolomite, a). Des vacuoles (d) remplies par des cristaux de calcite disposés en "*dent de chien*" (flèche), et des cavités colmatées par un monocristal de cristaux dolomitique (d). Ech. HR2 ; (x40).

Photo 6 - Protodolomie à gros oncolithes (a) dolomités. Des vacuoles partiellement colmatées par des cristaux de dolomie agencés en "*dents de chien*" ; Ech. HR2 ; (x40).

Photo 7 - Protodolomite enrobée par des cristaux fibreux isopaques de micrite (flèche) et les vacuoles (b) totalement remplies par des cristaux de calcite isogranulaire à faces presque planes (subhédraux) ; Ech. HR9 ; (x40).

Photo 8 – Calcaire protodolomitique pellitique à petits cristaux équigranulaire (a), contenant de nombreux cristaux de gypses partiellement dissous (c). HR9 ; (x40).

Photo 9 – Calcaires subissant une dolomitisation intense (a3) avec dessiccation. Les vacuoles sont remplies de cristaux à faces bien développés à texture idiotopique (flèche). Ces cristaux sont qualifiés de "*Dolomites baroques*" (b2). HR9A ; (x10).

Photo 10 - Calcaires à dolomitisation intense (a3) avec dessiccation. Les vacuoles sont remplies de cristaux à faces bien développés à texture idiotopique. Le vide est colmaté par de la calcite monocristale. HR9A ; (x10).

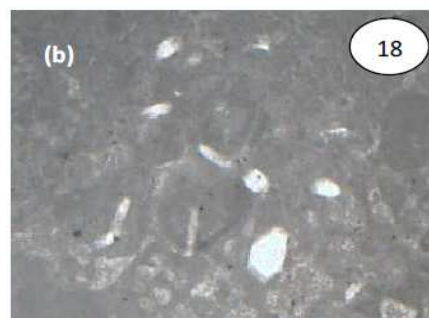
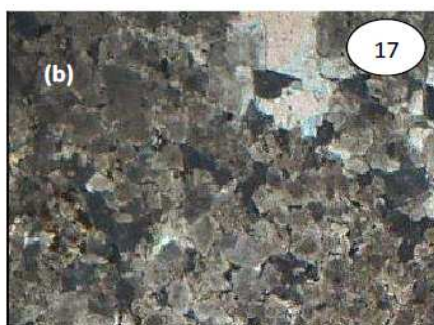
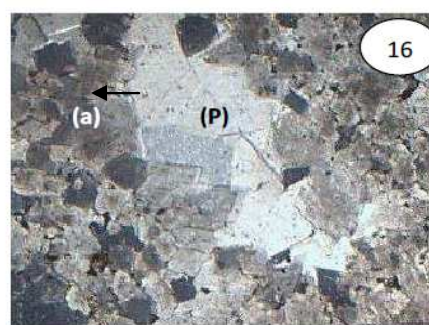
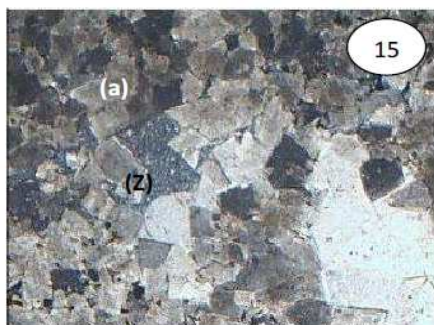
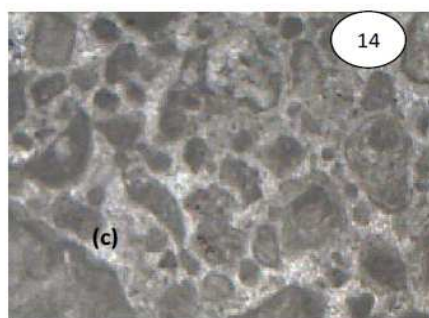
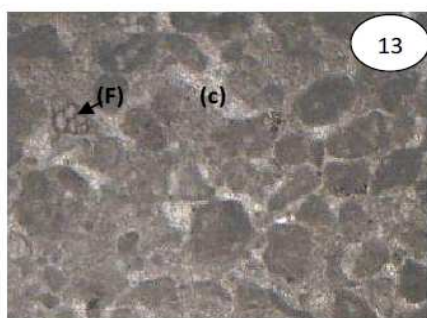
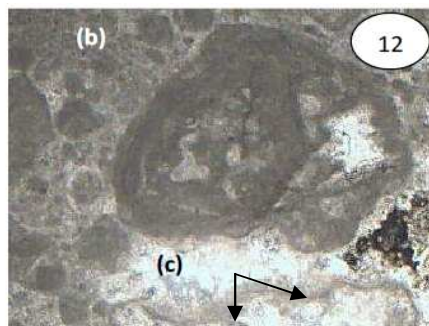
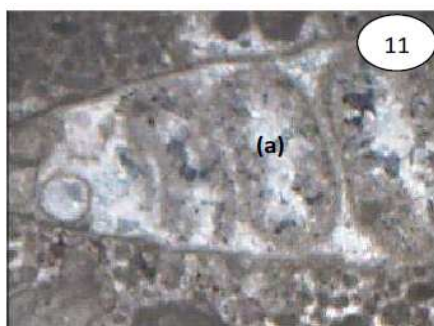


PLANCHE II

Photo 11 - Calcaire grainstone graveleux renfermant des bioclastes et des gastéropodes (a) remaniés dissous et recristallisés à remplissage géopétal partiel. Le centre des loges sont colmaté par de la sparite équigranulaire (a). HR11 ; (x10).

Photo 12 - Calcaire grainstone à gravelles roulés renfermant des oncolithes à laminations agaires. Les vacuoles sont remplies par des cristaux subeudédraux à texture xénotopique (b). Notons une desquamation d'une lamination (flèche) et l'espace intergranulaire est calcitique (c). HR11 ; (x40)

Photo 13 - Calcaire grainstone graveleux avec des foraminifères (*Textulariidés*, F). Notons de gros intraclastes entourés de micritisation. HR11 ; (x10).

Photo 14 - Calcaire grainstone à grains de gravelles dispersés créant des espaces intergranulaires remplis par des cristaux subeudédraux à texture xénotopique (c). HR11 ; (x10).

Photo 15 et 16 - Dolomie à cristaux à faces bien développées euhédraux et isogranulaires (a) et hétérogénique de type porphyrotopique (P) montrant des cristaux à texture zonée (Z) et en croix (flèche). HR17 ; (x10).

Photo 17 - Dolomie plus ou moins développée (b) montrant des calcaires épargnés où la texture originelle est fruste (légèrement visible). HR17 ; (x10).

Photo 18 - Calcaire biomicritique à gastéropode (flèche) et à gravelles frustes très micritisés à dolomitisation moins développée (b). Notons la présence de menues baguettes de gypses blanchâtres. HR17 ; (x10).

Photo 19 - Dolomie à gros cristaux heuhédraux, à lobes bien développés. HR19 ; (x10)

Photo 20 - Dolomie fine à cristaux anhédraux de texture équigranulaire. Les vacuoles sont colmatées par de petits cristaux de calcite. HR21 ; (x10).

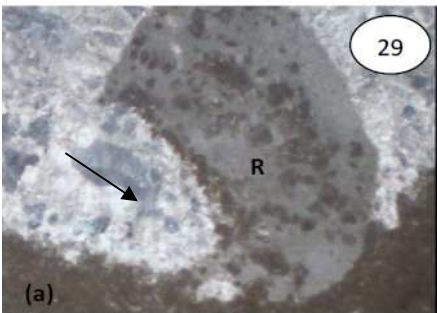
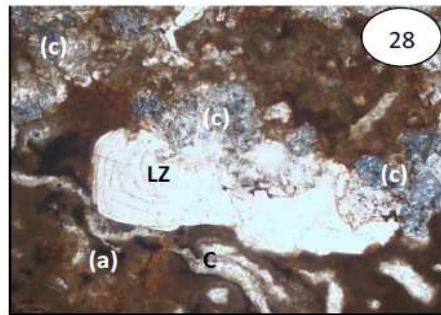
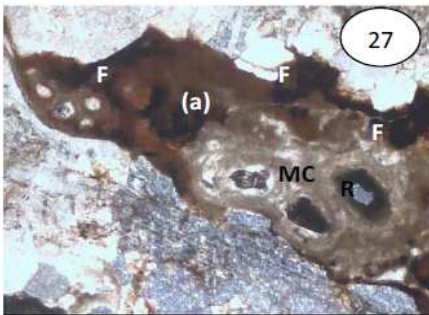
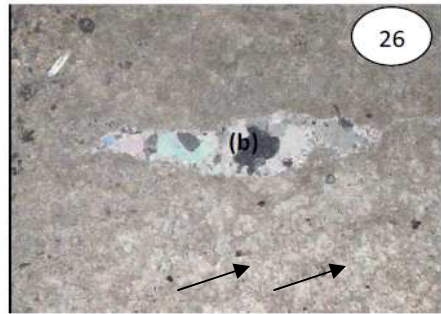
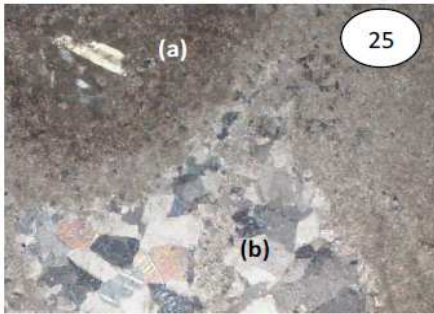
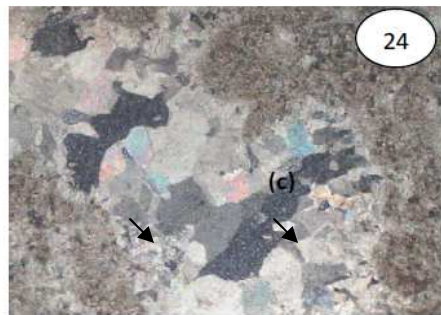
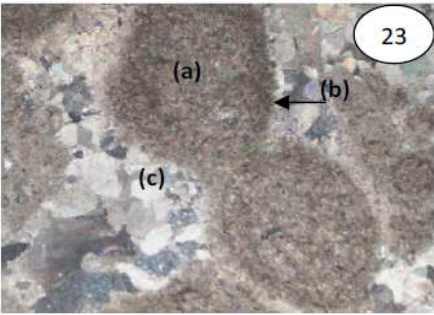
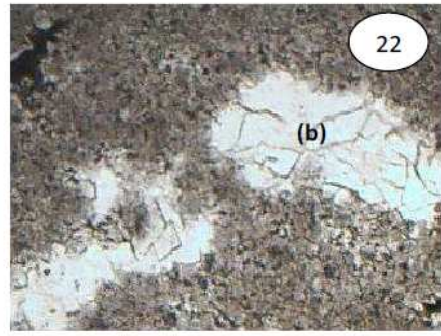
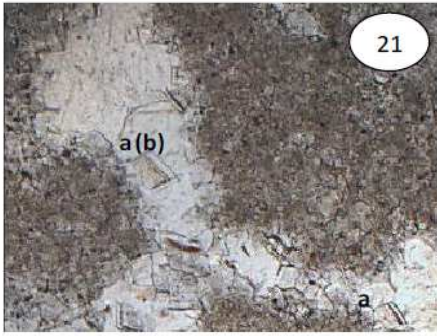


PLANCHE III

Photo 21 et 22 - Détail de la photo 20 : faciès calcaréo-dolomitique affecté par les figures de dessiccation (*Keystone-vuggs*). Les parois des vacuoles sont totalement tapissées par des rhombes de dolomie bien individualisés et zonés. Le vide est colmaté par des cristaux euhéraux et équigranulaire (Ph21b). HR21 ; (x10)

Photo 23 – Calcaire de texture packstone à grainstone légèrement dolomitisés contenant des fantômes d'oolithes dolomitisés (a). Le faciès est affecté par la dessiccation de type "*Keystone vuggs*". La bordure des cavités est tapissée par des cristaux disposés en "*dents de chien*" (b) de la zone vadose phréatique (b). Le pore est colmaté par une sparite tardive (c). HR28B ; (x10)

Photo 24 - Calcaire microdolomicritique à oncolithes fantômes. Le pore est colmaté par une sparite équigranulaire (c) et rares grains de quartz et de gypse (flèche). HR28B ; (x40).

Photo 25 - Calcaire dolomitisé, à oncolithes fantômes (a) englobant un cristal de gypse en baguette dissous. L'espace intergranulaire (b) est colmaté par une sparite équigranulaire et quelques grains de quartz. HR28B ; (x40).

Photo 26 – Calcaire protodolomicritique à oncolithes fantômes à laminations presque effacées (flèche). Notons la présence d'un fénestrae planaire colmaté par une sparite équigranulaire (b). HR28B ; (x10).

Photo 27 et 28 - Encroûtement calcaire affecté par des fentes verticales colmatées par une argile rouge (a). Notons la présence d'une micro-calcrête (MC), entourant une cavité de racines (rhyzolites probable, R), associées à des courbes calcitiques (Ph. 28, C). Le vide est occupé par une plage dolomitique pœcilitique (*dolomie baroque*) à face lobée et zonée (Ph.28LZ) entourée par des mini-flocons d'anhydrite (*micro-chicken-wire* ; Ph28c), associés à des grains ferrugineux (Ph. 27, F). HR28A ; (x10).

Photo 29 - Racines probables (R) à nucléus détritique terrigène (quartz) (flèche) dans un paléosol (a). HR28A ; (x10).

Photo 30 – Détail de la photo 29 : partie de l'encroûtement d'argile rouge contenant des grains de quartz. HR28A ; (x10).

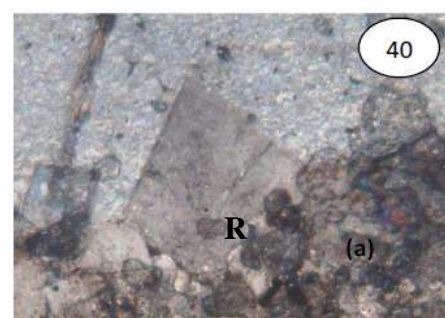
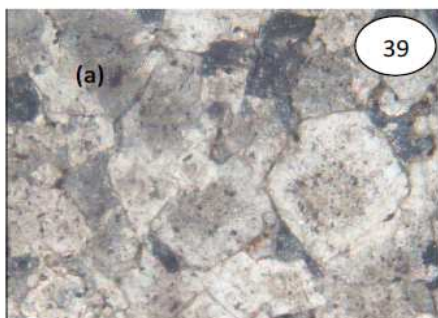
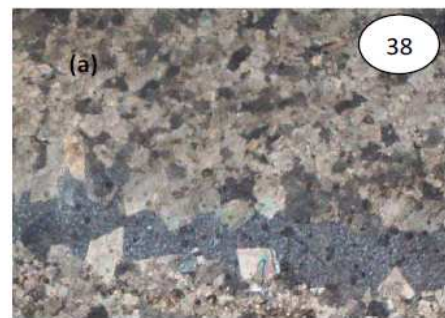
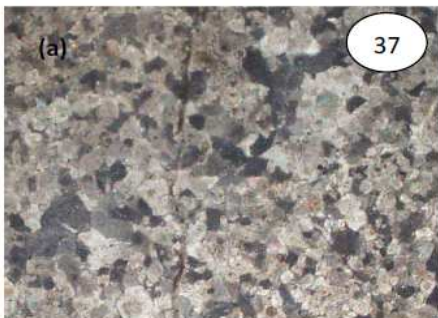
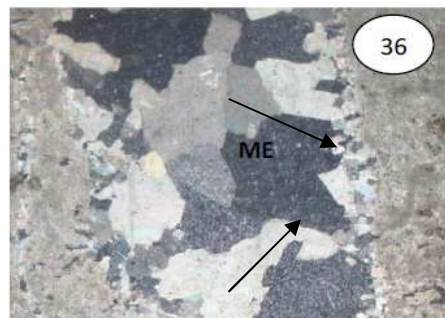
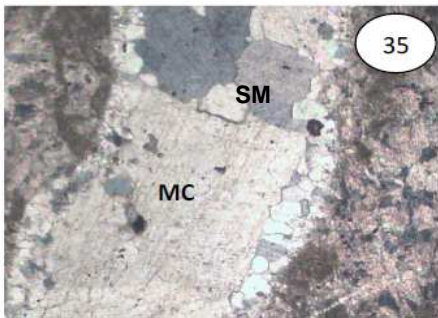
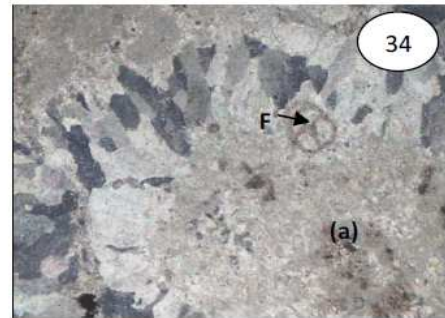
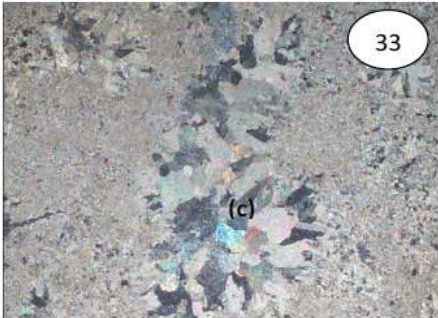
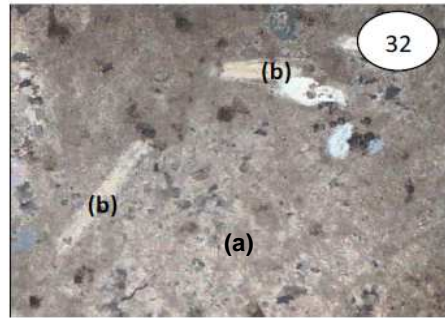
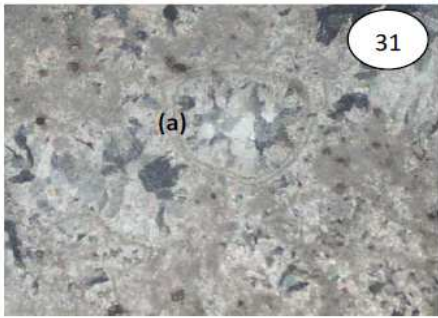


PLANCHE IV

Photo 31 - Calcaire pelmicritique dolomitique à grains de clastes contenant des bioclastes dissous à bordure micritisée (a) et remplis par de sparite. Notons également la dédolomitisation et la calcitisation de ce faciès HR30 ; (x40).

Photo 32 - Calcaires micritiques en voie de dolomitisation contenant des bioclastes dissous (a) et des cristaux de gypse en voie de dissolution HR30 ; (x40).

Photo 33 – Calcaire micritique en voie de dolomitisation affecté par des fénéstrés de type "*bird-eyes*" laissant de larges vacuoles remplies de sparite tardive (c). HR30 ; (x40).

Photo 34 - Faciès dolomitique correspondant à un mudstone peldolomicritique (a) contenant des bioclastes et quelques foraminifères dissous (F) affecté par des structures fenestrale "*Keystone-vuggs*" remplies par la sparite palissadique. HR30 ; (x40).

Photo 35 – Exemple d'un "*Keystone-vuggs*" remplies par la sparite de bordure palissadique équigranulaire Une sparite en mosaïque (SM) et un grand monocristal (MC) colmatant l'espace poreux. HR39 ; (x40).

Photo 36 - "*Keystone-vuggs*" remplie par de petits cristaux de sparite palissadique de bordure (flèche) et le vide central est colmaté par de la sparite en mosaïque et équigranulaire (ME). HR39 ; (x40).

Photo 37 et 39 - Dolomie cristalline ou dolosparite à cristaux euhédraux de texture équigranulaire de type idiotopique. HR40 ; (x10) (voir détail Photo 39, HR40 ; (x40)).

Photo 38 et 40- Dolomie cristalline ou dolosparite à cristaux euhédraux de texture équigranulaire de type idiotopique, montrant des rhomboèdres individualisés (R). HR40 ; (x10) (voir détail Photo. 40, HR40 ; (x40)).

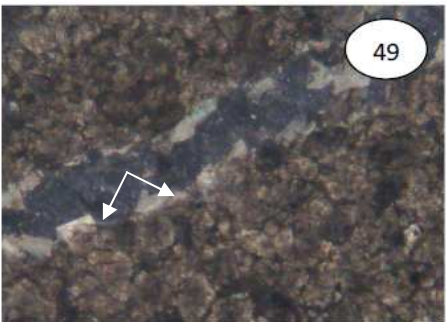
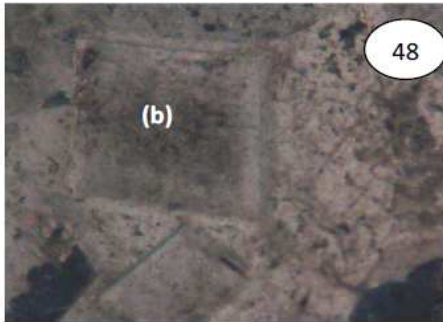
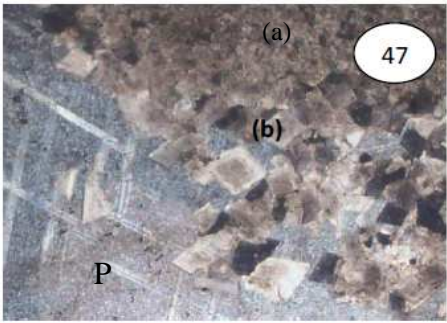
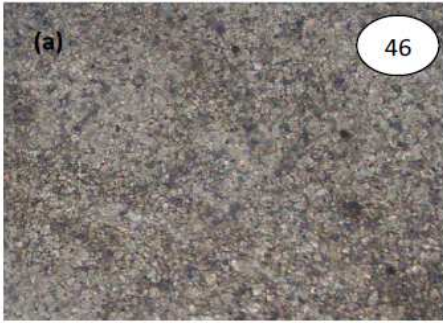
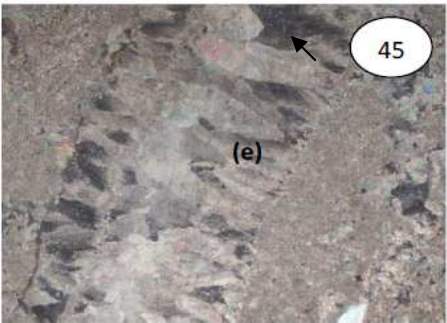
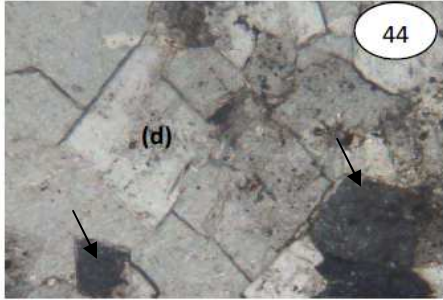
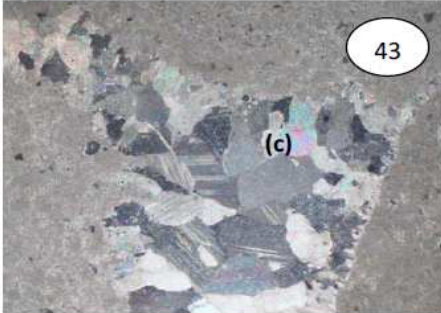
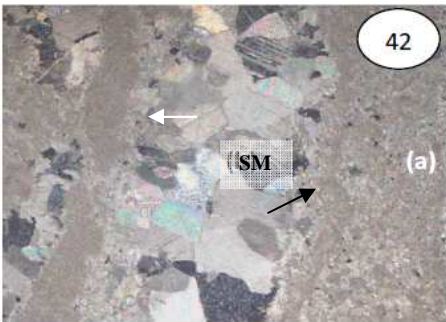
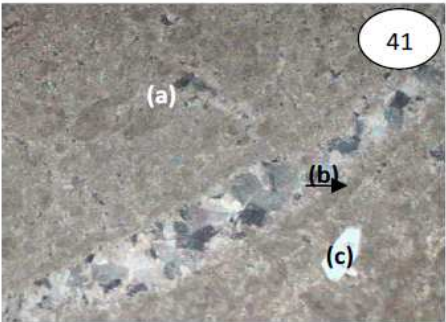


PLANCHE V

Photo 41 - Calcaires micritiques à pellets grossiers en voie de dolomitisation, à rares bioclastes dissous et recristallisés (a). Notons une fissure à parois micritisée (b) remplie de sparite tardive en mosaïque avec quelques cristaux de gypse (c). HR41 ; (x10)

Photo 42 - Calcaires micritiques à pellets en voie de dolomitisation affecté par une fracturation de type N70°. Notons la micritisation (flèche blanche) de la parois interne suivie par une cristallisation fibreuse (flèche noire). Le reste du vide est colmaté par de la sparite tardive en mosaïque équigranulaire (SM). HR41 ; (x10)

Photo 43 – Exemple d'un Espace colmaté montrant la porosité intergranulaire montrant de petits cristaux lamellaires s'accroissant vers le centre de la cavité en centripète par un ciment sparitique (c). HR41 ; (x40).

Photo 44 - Détail de quelques rhomboèdres de dolomite euhédrale limpide et zonés à inclusion sombre (flèche). HR42 ; (x40)

Photo 45 - Une fissure remplie par une sparite en palissades de grande taille qui forme une texture poïkilotopique renfermant des rhombes de dolomies limpides (flèches). HR42 ; (x40).

Photo 46 - Dolomies fines (protodolomicrite) de couleur violacée, à laminations horizontales frustes. HR43 ; (x10)

Photo 47 - Dolomie fine (protodolomicrite ; a) affectée par une fracturation de type N170 à remplissage de rhombes de dolomies de différents types et bien individualisé à inclusions centrales. Le vide de la porosité est colmaté par une calcitisation pœcilitique (P) HR43 ; (x10)

Photo 48 - Détail d'un cristal de dolomite bien individualisé à faces bien développées (euhédral) à inclusion centrale de type 1. HR43 ; (x10).

Photo 49 et 50 - Dolomie cristalline (dolomicrite) euhédrale. Notons une fissure de type F1-N50° dont la parois est tapissée par des rhombes de dolomite éparses et discontinues (Ph. 49 ; flèche) ; tandis qu'elle est remplie par des cristaux sparitiques en mode palissadique avec des rhombes de dolomie de différents types, bien individualisés. HR43 ; (x10).

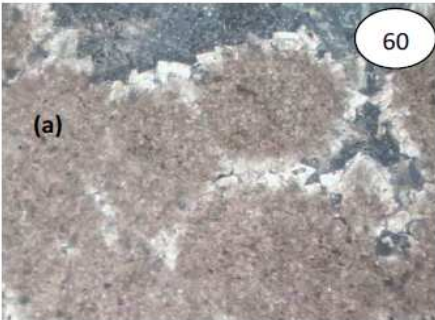
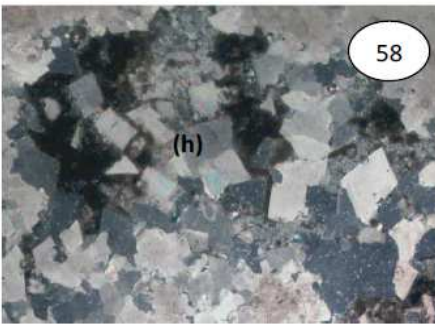
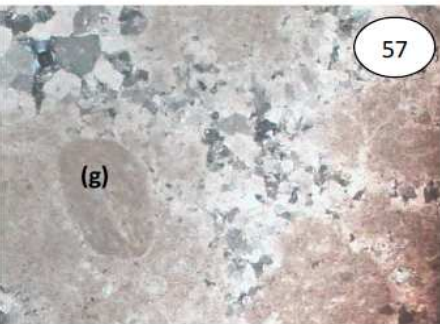
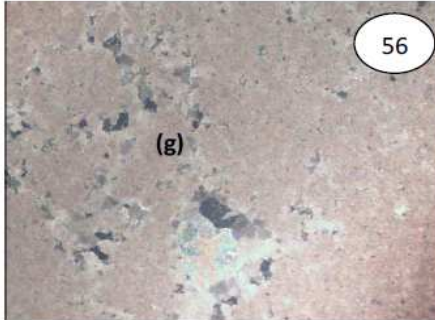
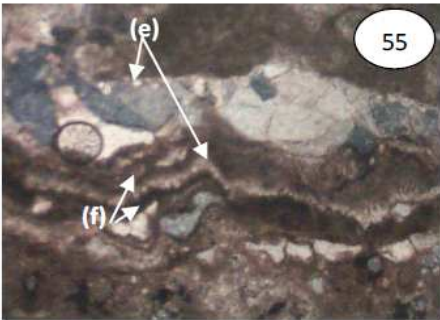
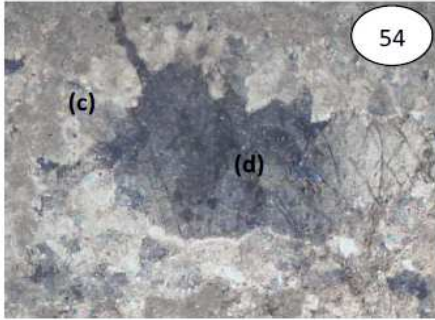
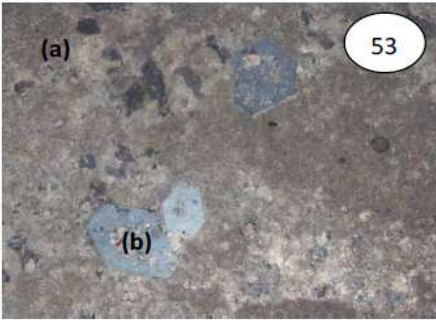
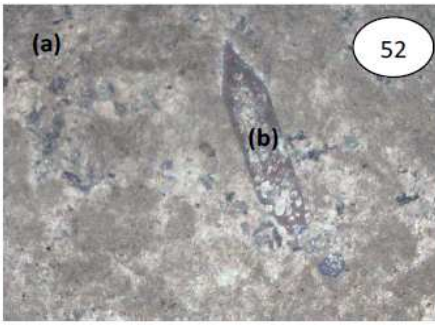
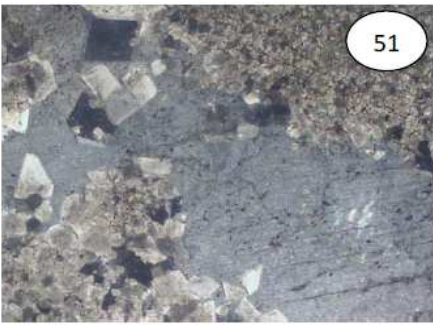


PLANCHE VI

Photo 51 - Calcaire dolomitique (protodolomie) fine (a) et grossière (b) limitée par une fissure colmatée par un monocristal de calcite poecilitique admettant des rhombes bien individualisée de dolomie en amas. HR51 ; (x10).

Photo 52 - Calcaire micritiques à pellets (a), à grains de quartz silteux avec un cristal de gypse dissous au centre (b). Notons des plages de dissolution de gypse subissant de phénomène de substitution par de la calcitisation (flèche) HR51 ; (x10).

Photo 53 - Calcaire micritique à pellets (a), à grains de quartz avec un cristal de gypse dissous (b). HR51 ; X10

Photo 54 - Cavité de type "*Keystone-vuggs*" qualifiée de géode remplie par des palissades de sparite (c) à pic rhomboédrique. Les pores sont colmatés par des monocristaux (d) dans un calcaire dolomitique. HR51 ; (x40).

Photo 55 – Calcaire graveleux dont le substrat des particules montre un ciment de bordure d'abord cristallin (C) suivi d'une structure microstalactitique (MS) polyphasée et composée par une micro-alternance de micrite sombre et de petits cristaux disposés en "*dents de chien*" (e). HR58 ; (x40).

Photo 56 et 57- Calcaires micritique (mudstone) à fantômes d'oolithes (g) en voie de dolomitisation. Ce faciès est affecté par des structures fénéstrales de type "*Keystone-vuggs*". Il se développe en une dolomie cristalline diagénétique. Cette phase subie une dédolomitisation puis une calcitisation en sparite (Ph. 57); HR58 ; (x40).

Photo 58- Cavité remplie par des dolomies bien individualisées (sparite transformée en dolomite), avec des grains de quartz silteux (flèche) dans une plage calcitique poecilitique. HR60 ; (x10).

Photo 59 - Détail des rhomboèdres de dolomite zonée qui se dispose en "*dent de chien*" au front d'une cavité colmaté par un monocristal de calcite. HR61 ; (x40).

Photo 60 - Calcaire micritique à texture mudstone à oolithes dolomités (a) entourés par des cristaux équigranulaires disposés en "*dent de chien*" associés à des fantômes d'oncolithes (b). HR62 ; (x10).

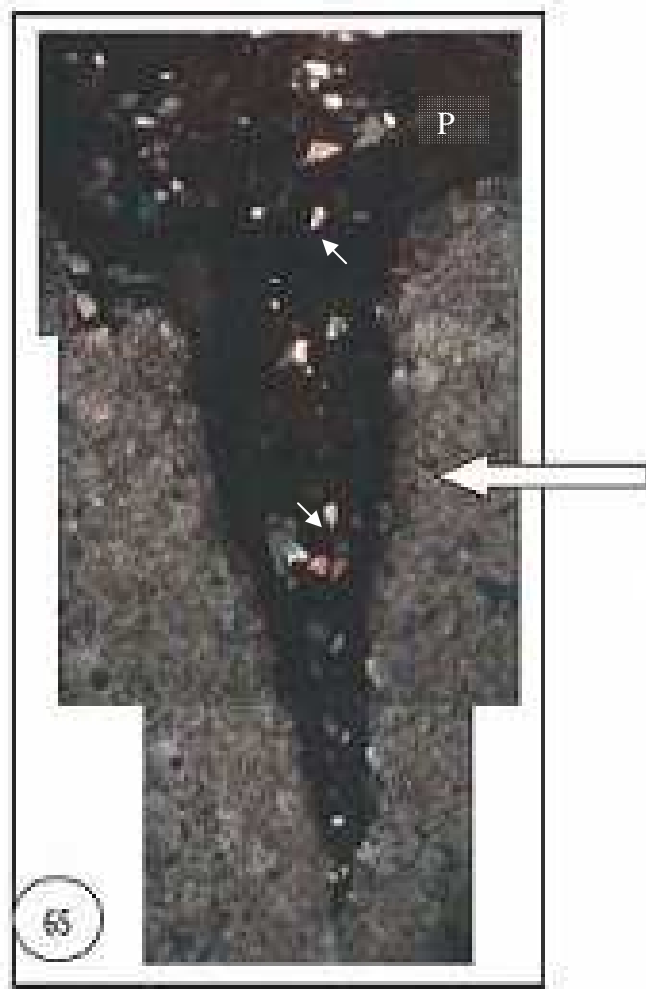
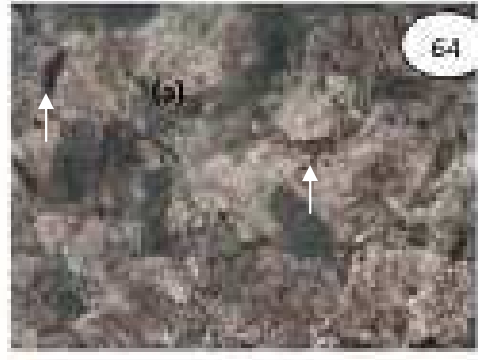
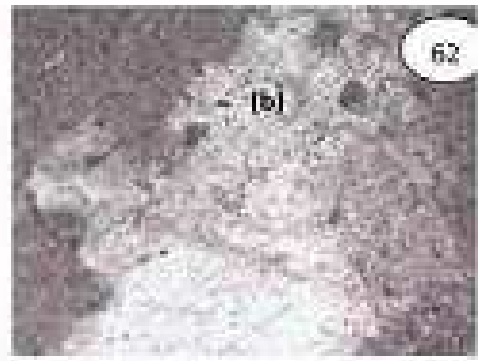
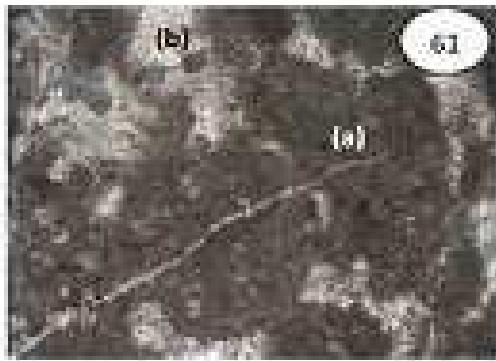


PLANCHE VII

Photo 61 - Calcaire micritique mudstone à oolithes dolomités entourés par des cristaux équigranulaires associés à des fantômes d'oncolithes (a) à laminations micritiques cyanobactériennes. Le faciès est affecté par des figures de dessiccation (b). La roche est recoupée par une microfissure. HR62 ; (x10).

Photo 62 - Un centre du pore est occupé par de la calcite monocristal pœcilitique montrant de bel clivage englobant de petits rhombes de dolomies à inclusion centrale (b). HR62 ; (x10).

Photo 63 - Calcaire pelmicritique mudstone dolomitisé à plage cristallisée par des cristaux équigranulaires limité par un stylolithe à enduit argileux sombre (S). HR62 ; (x10).

Photo 64 - Dolomie macrocristalline de couleur brunâtre à cristaux euhédraux équigranulaires (a). Notons la dissolution grain à grain donnant des pores intergranulaires soulignés par un film argileux (flèche). HR64 ; (x10).

Photo 65 - Fissure béante de soutirage colmatée par des argiles rouges renfermant des grains de quartz avec quelques cristaux de gypse dissous (flèche). Ce remplissage est couvert par un horizon millimétrique de micrite argileux rouge brique indiquant incontestablement un paléosol (P). HR70 ; (x10)

Photo 66 – Détail du faciès de la photo 65 montrant une vacuole colmatée par des rhombes de dolomies zonées bien individualisés sertis dans une plage pœcilitique (c). HR70 ; (x40).

PL. VIII

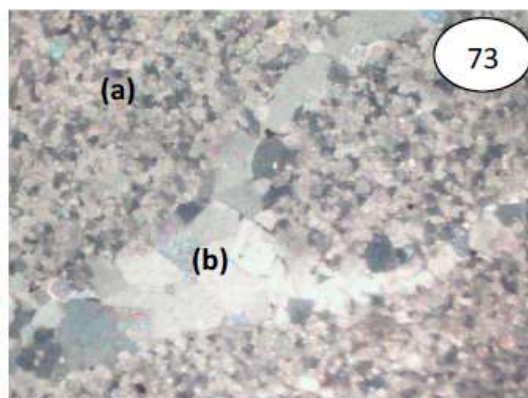
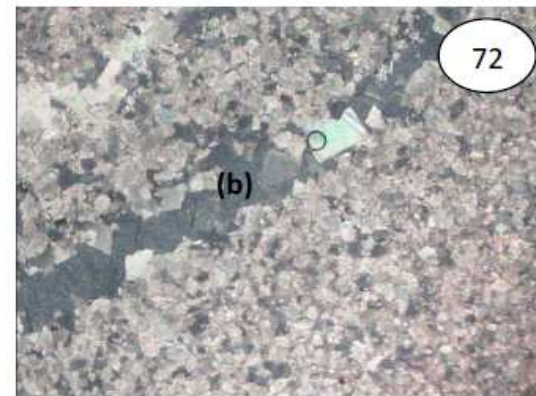
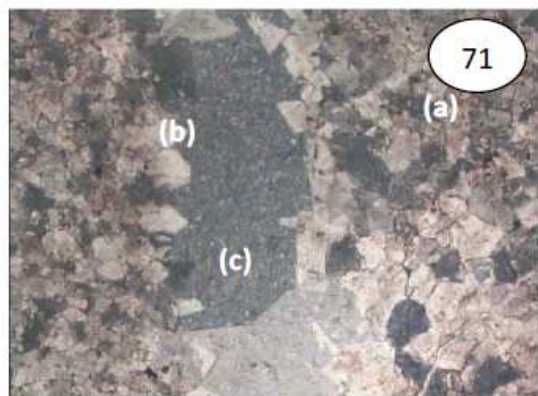
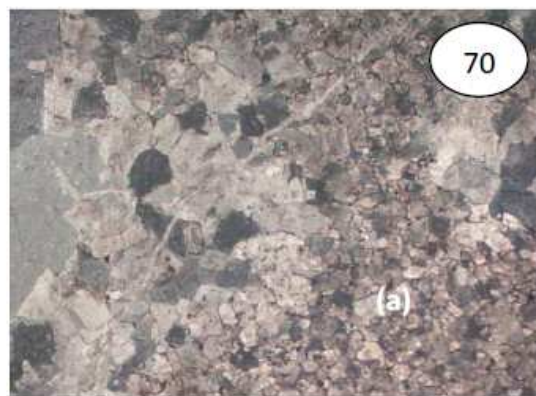
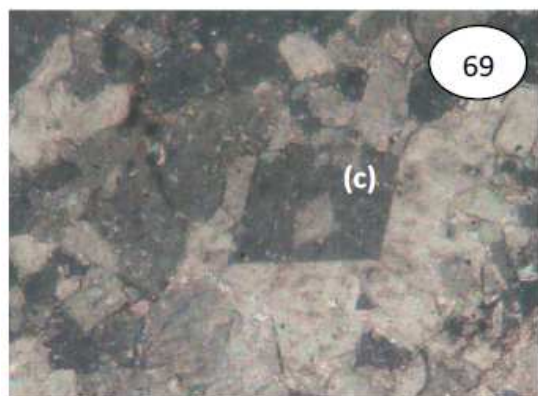
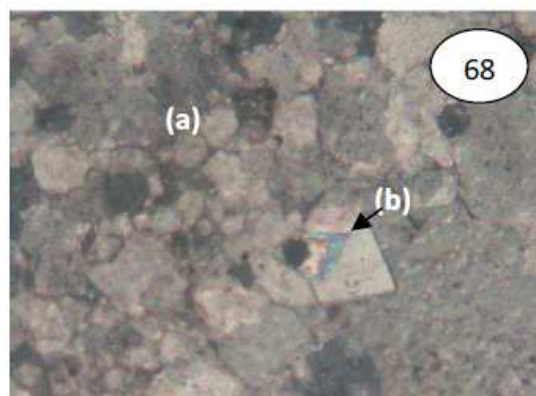
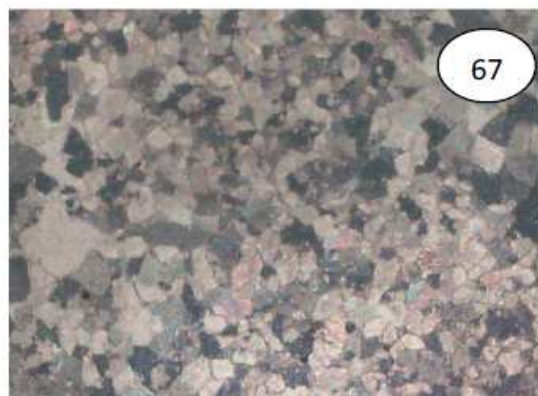


PLANCHE VIII

Photo 67 - Dolomie microcristalline à cristaux euhédraux à texture équi-granulaire de type idiotopique. HR72 ; (x10).

Photo 68 - Dolomicrosparite composée de cristaux euhédraux à texture équi-granulaire de type idiotopique (a). Notons la présence d'un rhombe (b) très développé dans une fabrique poïkilotopique montrant un pseudomorphose d'anhydrite. HR72 ; (x40).

Photo 69 - Dolomicrosparite à cristaux euhédraux à texture équi-granulaire de type idiotopique (a) montrant un rhombe à inclusions de même nature dolomitique(c). HR72 ; (x40).

Photo 70 - Dolomie microcristalline à cristaux de dolomie à faces planes à texture hétérogénique. Notons l'accroissement des cristaux en centripète. Le pore est colmaté par un monocristal. HR75 ; (x10).

Photo 71 - Dolomie microcristalline à cristaux de faces planes (a) à texture hétérogénique. Les plages dolomitiques sont occupées par des cristaux de grande taille équi-granulaire disposés en palissades discontinues (b) et l'espace poreux est occupé par un monocristal calcitique (c). HR75 ; (x40).

Photo 72 - Dolomie microcristalline à texture moyenne à grossière montrant une fracture de type F1 colmatée par des rhombes de bordure associés à des pseudomorphoses d'anhydrite. HR84 ; (x40).

Photo 73 - Dolomie microcristalline (Mudstone à Wackestone) très fins (a) contenant des bioclastes dissous. L'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite équi-granulaire en mosaïque(b). HR84 ; (x10).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABU EL-HASSAN M.M. et WANAS A. (2004). - dolomitization of the Jurassic carbonate sediments at "Khashm El- Galala And Abu Darag, Western Side Of the Gulf Of Suez, Egypt. 3rd Intern. Conf. on the Geology of Africa. vol. 1, pp. 485-497
- ADAMS J.E. & RHODES M.L. (1960). - Dolomitization by seepage reflection. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 44, 1912-1920.
- ALDERMAN A. R. & SKINNER H.C.W. (1957).- Dolomite sedimentation in the SE of south Australia. *Am. Journ. Sci.*, 255, 561-567.
- AMEUR M. (1988)- Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-tétysienne : l'autochtone des Trara (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse de Doctorat d'Etat-ès-Sciences, Univ. Caude Bernard, Lyon 1*, 548p., 188 fig., 24 pl.
- AMRANE M. BENHAMOU M. MEDDAH A. & BENDELLA M. (2009)- pétrotype, modèles et milieu de dépôt des "Dolomites du Chémarikh" d'âge Hettangien (monts des Ksour, Atlas saharien, Algérie). 2^{ème} Journées d'Etudes sur la Géologie Algérienne, pp. 10-11, *Labo. Paléo. Strat. et paléoenvironnement, Univ. D'Oran*,
- ANDERSON E.J., GOODWIN P.W. & SOBEIKI T.H., (1984).- Episodic accumulation and the origin of formation boundaries in the helderberg Group of New York State. *Geology*, 12, p. 120-123.
- AÏSSAOUI D.M. (1986)- Diagenèse carbonatée en domaine récifal. *Thèse es-Sciences, Orsay*, 369 p.
- AÏT OUALI R. (1991)- Le rifting des Monts des Ksour au Lias: Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. *Thèse Doct. ès Sci. U.S.T.H.B.* 302 p.
- ARKELL W.J et LUCAS G. (1953).- Découverte récente du genre *Ermoceras Douvillé* dans l'Atlas saharien occidental. Conséquence stratigraphiques et pélaéogéographiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 236, p. 2257-2259.
- BADIAOZAMANI, K. (1973). - The Dorag dolomitization model application of the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sediment. Petrol.*, 43, 4, 965-984.
- BASSOULET P. (1973).- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental. *Thèse es Sciences, Paris*. 2 t., 497 p.
- BASSOULLET J.P. (1966).- Présence de Lotharingien daté par ammonites dans l'Atlas saharien sud oranais (Algérie). *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 4, p. 157-158.
- BATHURST R. G. C. (1971) - Carbonate sédiments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- BEN BOUZIANE A. (1995)- Evolution sédimentologique et diagénétique des carbonates du dévonien des régions Oulad Abbou, Mechera Ben Abbo et Dokkala (Meseta marocaine occidentale). *Thèse Es Sciences, Univ. Hassan II, Casablanca*, 245 p.
- BEN BOUZIANE A. (1990)- Etude de la dolomitisation du Dévonien de la meseta marocaine occidentale : régions d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou, *Bull. Inst. Rabat*, 1990, n° 14, pp. 19-24
- BOURROUILH, 1973 ; Calcitization and dolomitization on the uplifted atoll of Lifou, Loyalty island, New Caledonia, *Kingston Geol. Rev.*, Abstract, pp. 6-7.
- BUCHBINDER L.G. (1981). – Dolomitization, porosity development and late mineralization in the Jurassic Zonar (Brur Calcarenite) and Sederat formations in Ahdod-Gan Yavne. *Journal of Earth Science*, vol. 30, 1981, p. 64-80.

- BUSSON G. (1970)- Le Mésozoïque saharien , 2 ème partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisens. Publ. Centre de Rech. Zones arides. CNRS. Paris. Mém. Géol., n° 11, 2 vol.
- BUSSON G. (1983)- Dynamique sédimentaire de plate-forme épicontinentale : le Crétacé moyen du Sahara Algéro-Tunisien. *In* Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Technip*.
- CHOQUETTE P.W. et PLAY L.C. (1972) - Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol.*, **54**, pp. 205-250.
- CORNET A. (1952)- L'Atlas saharien sud-Oranais. XIXème Congr. Géol. Intern., Alger. Monographie régionale, 1ère sér., 12, 51 p., 9 fig., 1 pl.
- CHOW N., LONGSTAFFE F.J. (1995). - Dolomites of Middle Devonian Elm Point Formation, Southern Manitoba: intrinsic controls on early dolomitization. *Bull. of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 43, n°2, pp.214-225
- CURTIS R. EVANS G., KINSMAN D.J.J. & SHEARMANN D.J. (1963)- Association of dolomite and anhydrite in recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, V; 197, p. 679-680.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. & WOLF H.K. (1967)- diagenesis of carbonate rocks. In: "Diagenesis in sediments". (Larsen G. and Chilingar G.V., ed) Developments in sedimentology, 8, Elsevier ed., Amsterdam, p. 179-322
- DEFREYES K.S., LUCIA J. & WEYL P.K. (1965)- Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporate waters on Bonaire Netherlands Antilles. In. "Dolomitization and Limestone Diagenesis" (L.C. Pray & R.C. Murray, Ed.). *Spec. Publi. Soc. Econ. Palaeont. Mineral.*, Tulsa, 13, 71-88.
- DEELMAN J. C. (2003)- Diagenèse récifale : calcitisation et dolomitisation leur répartition horizontale dans un atoll soulevé, île Lifou. Territoire de la Nouvelle Calédonie. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. IV, no 2, 1972, 121-148.
- DELFAUD J. (1974)- Scalaire des séquences sédimentaires en fonction de milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVI, 6, pp. 643-650.
- DELFAUD. J. (1974)- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples Nord sahariens. *Bul. Cent. Rech. de Pau*. 8, 1 p. 24-62.
- DOUIHASNI M. (1973)- Etude structural de la terminaison nord-orientale de l'anticlinale d'Ain Ouarka (Atlas saharien occidental). *Mém. D.E.A.*, Oran, 113 p., inéd.
- DOUIHASNI M. (1976)- Etude géologique de la région d'Ain Ouarka-Boussemgoun (partie central des Mont des Ksour). Analyse structurale. *Thèse 3ème cycle Univ. Oran*, 272 p., 52 fig., 4pl.
- DUNHAM R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks. *A.A.P.G. Mem.* 1, p. 108-121.
- ELMI S. (1978).- Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement de smarges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. XCVII, p. 315-323.
- ELMI S. (1986).- Corrélations biostratigraphiques et mégaséquentielles dans le jurassique inférieur et moyen d'Oranie. Comparaisons avec les régions voisines. *V^{ème} Conf. Sci. Int. Marrakech*, P.I.C.G., 183.
- ELMI S. et MEKAHLI L. (1997). - Datation de l'Hettangien inférieur dans la Dolomie du Chémarikh (Atlas Saharien Occidentale, Algérie). Implications géodynamiques et paléogéographique. Les marges tétysiennes d'Afrique du Nord, *Séance Spécial Société de la géologie de la France*.

- ELMI S., ALMERAS Y., AMEUR M., BASSOULLET J.P., BOUTAKIOUT M., BENHAMOU M., MAROK A., MEKAHLI M., MEKKAOUI A. & MOUTERDE R. (1998).- Stratigraphic and palaeogeographic survey of Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. *In* : S. CRASQUIN-SOLLEAU & E. BARRIER Eds, Peri-Tethys Memoir 4: Epicratonic basins of peri-Tethyan platforms. – *Mém; Mus. Nat., Paris*, 179, 145-211.
- EL YOUSSEFI M. & JAUTEE E. (1989). – L'épigénie dolomitique dans le Permo-Trias continental du Haut-Atlas Central. Facteurs locaux et facteurs globaux. *8^{ème} Conférence de la Société de l'Afrique*, Rabat (Maroc).
- EVAMY B.D. (1963).- The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. *Sedimentology*, 2, p. 164-170.
- EVANS G., SCHMIDT V., BUSH P. & NELSON H. (1969)- Stratigraphy and geologic history of the sebkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12(1-2) : 145-159.
- FAIRCHILD I. (1980)- Stages in Precambrian dolomitization, Scotland : cementing versus replacement textures. *Sedimentology*, 27, 631-650.
- FLAMAND G.B.M. (1911)- Recherche géologiques et géographiques sur le haut Pays d'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du sud). *Thèse, Univs. Lyon, France*, 47: 1980-1001, 16 pl., 2 cart., 157 fig.
- FOLK R.L. (1959). - Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa*, Vol. 43, n° 1, p. 1-38, 41 fig., 2 tabl.
- FOLK R.L. (1962)- Spectral subdivision of limestone types. In "Classification of carbonates rocks". (HAM W.E. ed.). *Mem. Amer. Ass. Petrol.*, Tulsa, 13, 14-48.
- FOLK R.L. & SIEDLECKA A. (1974)- The "schizohaline" environment, its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear island Svalbard. *Sedim. Geol.*, 11, 1-15.
- FOLK R.L. et ASSERTO (1974).- Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardia, Italy (abs.): SEPM Annual Meeting Programs With Abstracts, Vol. 164, p. 34-35
- FOLK R.L. & LAND L.S. (1975)- Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of Dolomite. *A.A.P.G. Bull.* Vol. 59, n°1, January, 1975, p. 60-68.
- FRIEDMAN G.M. (1959).- Identification of carbonates minerals by staining methods. *J. sedim. Petrol.*, 29, p. 87-97.
- FRIEDMAN G.M. (1965)- Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentology rocks., *Jour. Sed. Petrology.*, Tulsa, Vol. 35, p. 643-655.
- FRIEDMAN G.M. (1980)- Dolomite in an evaporate mineral: evidence from the rock record and from sea-marginal ponds on the red sea. *SEPM. Special Publication*, n°28, pp. 69-80.
- FRIEDMAN G.M. & SANDER J.E. (1967) – Origin and occurrence of dolostones. In "Carbonate Rocks" (G.V. Chilingar, H.J. Bissel & R.W. Fairbridge, Ed.). *Developments in sedimentary*, 9A, Elsevier, Ed., Amsterdam, 267-282.
- FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACENE R., & MERCIER E (2000)- The two main step of Atlas of the building and geodynamics of the West Mediterranean. *Tectonics*, 19, 4, 740-761
- GAINES A. (1977)- Protodolomite redefined. *J. Sedim. Petrol.*, 47, 543-546.
- GALMIER D. (1970) - Photogéologique de la région de Ain Safra (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat, Fac. Sci.* Paris, 320 p., 9 cartes H-t. Ronéot.
- GINSBURG R.N. (1975)- Tidal deposits : a casebook of recent examples and fossil counterparts. *Spinger-Verlag*, New York, 428 p.

- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L., WITTERS J. & NORTHROP D.A. (1962) - Studies in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 , 1: phase relations, 2: a method for major element spectrochemical analysis, composition of some terrigenous dolomites. *J. Geol.*, 70, 659-688.
- GOODELL H.G. & GARMAN R.K. (1969)- Carbonate geochemistry of Superior Deep Test Well. Andros Island. Bahamas. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 53, 513-536.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1980a) - Application of the PAC hypothesis to limestones of the Helderberg Group. *In Field Conferences Guidebook. Soc. Econ. Paleont. Miner. East. Sect.* p. 1-32.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1985)- Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93, p. 515-531.
- GOODWIN P.W., ANDERSON E.J., GOODMAN W.M. SARAHA L.J. (1986). - Punctuated aggradational cycles : implications for stratigraphic analysis. *Paleoceanography*, 1, p. 417-429.
- GRAF D.L. & GOLDSMITH J.R. (1956)- Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. *J. Geol.*, 6, 173-186.
- GREGG J.M. & SIBLEY D.F. (1984). - Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 54, n°3, pp. 908-931.
- SIBLEY D.F. & GREGG J.M. (1987).- Classification of dolomite rock textures . *Journal of sedimentary Petrology*, v. 57, n° 6, pp. 967-975.
- HAIRUO QING I., DANIEL W. J. BOSENCE et EDWARD P. F. ROSE (2001)- Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean, International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*, 48, 153-163
- HANSHAW B.B., BACK W. & DEIKE R.G. (1971) – A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Econ. Geol.*, 66, p. 710-724.
- HARDIE, L.A. (1987). - Dolomitization: a critical view of some current views. *J. Sediment. Petrology*, 57, 166-183
- HUMPHREY, J.D. (2000)- New geochemical support for mixing zone dolomitization at Golden Grove, Barbados. *J. Sediment. Res.*, 70, 1160-1170.
- ILLING L.V., WELLS A.J. & TAYLOR J.C.M. (1965)- Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In "Dolomitization and Limestone diagenesis" (L.C. Pray and R.C. Murray, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Min. Publ. Spec.*, n°13, 89-111.
- JAVAUX C. (1992). - La plate-forme Parisienne-Bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien : Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique.- *Thèse d'Etat, Univ. Paris V.*, 295 p., 153 fig., 9 pl.
- JUIDETTE M. (2000)- Les épisodes carbonatés méso-cénozoïques du Moyen Atlas et de la Haut Moulouya. Sédimentologie, diagenèse polyphasée et contexte dynamique. Thèse Doctorat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 370 p.
- JUIDETTE M., LAADILA M. & FEDAN B. (1999)- Les événements diagénétiques carbonatés, marqueurs de l'évolution géodynamique du Moyen Atlas (Maroc). *Géol. Médit.* XXVI, 3-4, 217-229.
- JUIDETTE M., LAADILA M., FEDAN B., BENJELLOUN F., SAADI Z. & SOUFIANI N. (1999)- La diagenèse des carbonates jurassiques de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas : marqueurs et

- signification géodynamiques. 1er Colloque National sur le Jurassique marocain, 28 et 29 septembre, Rabat.
- KATZ A. & MATTHEWS A. (1977). - The dolomitization of CaCO₃. An experimental study at 252-295. *Geochim. Acta*, 41, 297-308.
- KAZI TANI N. (1986). - Evolution géodynamique de la bordure Nord-africaine: le domaine intraplaque nord algérien. Approche megaséquentielle. *Thèse ès Sci. Univ. de Pau*. 2 tomes, 871 p. 347 fig.
- KENDALL C.G. & SKIPWITH P.A. d'E. (1968).- Recent algal mats of Persian Gulf Lagoon. *J. Sedim. Petrol.*, 385, 1040-1058.
- KRUMBEIN W.C. (1942).- Physical and chemical changes in sediment after deposition. *J. Sedim. Petrol.*, 13, 111-117.
- LAFITTE R. (1939).- Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. Geol., France*, (5), 9, pp. 135-139, 1 pl., 8 fig.
- LAND L.S. (1970). - Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestone: evidence from a fossil water table. *Sedimentology*, 14, 3/4, p. 175-185.
- LAND L.S., SALAM M.R.L. & MORROW D.W. (1975). - Paleohydrology of ancient dolomite: geochemical evidence.- *A.A.P.G.*, 59, p. 1602-1625.
- LAND L.S. (1980a). - The isotopic and trace element geochemistry of dolomite : the state of the art. *SEPM. Special Publication*, n°28, pp. 87-110.
- LAND L.S. (1980b). - Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones evidence from a fossil water table. *Sedimentology*, 14, pp. 175-185.
- LASNIER J. (1965).- Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Jurassique des Hautes Plaines algériennes 'Aïn sefra, Méchéria, Nador, Hodna).- *Thèse 3^{ème} Cycle*, Univ., Paris, inédite, 171 p.
- LONGMAN M.W. (1980).- Carbonate diagenetic texture from near surface diagenetic environments. *AAPG Bul.* n° 64 p. 461-487.
- LUMSDAN D.N. & CHIMAHUSKY J.S. (1980). - Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In "Concepts and Models of Dolomitization" (D.H. Zenger, J.B. Dunham J.B. & R.L. Ethington, ed.). *Spec. Publ. Soc. Econ. Palaeont. Mineral.* Tulsa, 28, 123-137.
- LUMSDEN D.N. & CHIMAHUSKY J.S. (1980). - Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In "Concepts and Models of Dolomitization (D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington, eds.). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Tulsa, 28, 123-137.
- MACHEL, HG., MOUNTJOY EW. (1986). - Chemistry and environment of dolomitization - a reappraisal. *Earth-Sci. Reviews*, 23, 175-222.
- McKENZIE J.A., HSU K.J. SCHNEIDER J.F. (1980)- Movement of subsurface waters under the sabkha Abou Dhabi, UAE and its relation to evaporate dolomite genesis. *Soc. Econ. Palaeontologists Mineralogists Spec. Publ.*, n°28, pp. 11-30.
- MAROK A. (1996)- Stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-début du Dogger : exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (Monts de Sidi el Abed, Hautes-Plaines, Algérie occidentale). *Document Université Claude Bernard*, Lyon. 1996. 199 p., 89 fig., 10 pl.

- MARTA GASPARRINI, RONALD J. BAKKER, et THILO BECHST DT.(2006)- characterization of dolomitizing fluids in the carboniferous of the cantabrian zone (nw spain): a fluid-inclusion study with cryo-raman spectroscopy. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 76, pp.1304–1322
- MATTES B.W. & MOUNTJOY E.Y. (1980)- Burial dolomitization of the upper Devonian miette buildup Jasper National Park, Alberta, *SEPM Special Publication*, n°28, p. 259-297.
- MAZZULLO J.(2004). - Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs, *Kansas Geological Society Bulletin*, v. 79, nos. 1 and 2 (January-February and March-April, 2004).
- MEDDAH A. (2010). – La province magmatique de l’Atlantique central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Thèse Doctorat*, Univ. Oran, p. 139, 54 fig.
- MEKAHLI L. et ELMI S. (1997)- Datation de l’Hettangien inférieur dans les Dolomie du Chémarikh (Atlas saharien, Algérie) : enregistrement d’événements sédimentaires, tectoniques et eustatiques. Le 1^{er} Colloque National sur le Jurassique Marocain (1^{er} CNJM), les 28 & 29 septembre 1999, Rabat (Maroc).
- MEKAHLI L. et ELMI S. (1999)- Le contact entre Hettangien inférieur et le Sinémurien dans les monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). Implications dynamiques et paléogéographiques.
- MEKAHLI L. (1998)- Évolution des Monts des Ksour (Algérie) de l’Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Document Université Claude Bernard*, Lyon. 1998. 319 p., 67 fig., 49 pl.
- MEKKAOUI A. (2000)- Bordure du sillon atlasique et plate-forme saharienne. Jurassique inférieur et moyen (Grouz, Charef-fendi, Algérie sud occidentale) *Thèse Magister, Univ. D’Oran* Algérie : 250 p., 110 fig., 4 tabl., 15 pl., 2 cartes pliable.
- MELIM, LA., SCHOLLE, PA. (2002). - Dolomitization of the Capitan formation foreereef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. *Sedimentol.*, 49, 1207-1227.
- MICHARD A. (1969)- Les dolomites. *Rev. Bull. Serv. Géol.*, Alsace et Lorraine, t. 22, fasc. 1.
- MOORE, C.H. (2001)- Carbonate Reservoirs – Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence stratigraphic Framework: Developments in Sedimentology 55, *Elsevier*, 444p.
- M’RABET A. (1979)- Définition et signification de trois types pétrographiques de dolomite dans le Crétacé inférieur de la Tunisie central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 21, pp. 161-168.
- M’RABET A. (1981)- Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. *Thèse d’état. Univ. d’Orsay*, Paris.
- M’RABET A. et PURSER B.H. (1978).- Diagenese d’enfouissement :dolomitisation tardive dans un aléoaquifère profond du Crétacé inférieur de la Tunisie Centrale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 386D, 1097-1100.
- OUALI MEHADJI A. (1995). - Les brachiopodes bajocien supérieur-Bathonien inférieur des Monts des Ksour (Atlas saharien occidentale, Algérie) paléontologie, biostratigraphie et paléoécologie. *Thèse Magister, Univ. D’Oran, Algérie* : 220 p., 8 fig., 2 pl.
- OUARED (1987)- La transition “plate-forme carbonate-basin” dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale) : StratigraphieSédimentologie et Interprétation géodynamiques. *Thèse Doctorat, Univ., Claude Bernard*, Lyon I. 206 p., 59 fig., 11 pl.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. (1992)- Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concept, examples and exploration significance. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 76, 1687-1709.

- POUYANNE ET PERON (1881-1882).- Carte géologique provisoire d'Alger et d'Oran, avec texte explicatif. *C.R. 10° Congr. Ass. France. Avanc.Sc.*, Alger
- PROUST J.N. (1992).- Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemples des dépôts du Protozoïque terminal au Mali occidental (Afrique de l'Ouest), *Sci. Geol. Mém.*, 92, 151 p.
- PROUST J.N., DEYNOUX M. & GUILLOCHEAU F. (1990). – Anatomie fonctionnelle d'une fermeture de bassin sédimentaire : Protozoïque terminal, groupe glaciaire de Bakoye, Afrique de l'Ouest), *C. R. Acad. Sci.*, 310, p. 255-261.
- PURSER B.H. (1975)- Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonates du Jurassique moyen de Bourgogne, *Thèse Doc. ès-Science*, Paris Sud-Orsay
- PURSER B.H. (1980)- Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1. *Editions Technip*. Paris
- PURSER B.H. (1983)- Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tomes 2. *Editions Technip*. Paris
- PURSER B.H., TUCKER M.E. & ZINGER D.H. (1994).- Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In : B. Purser, M. Tucker & D. Zenger (eds.), *Dolomites, a volume in honour of Dolomieu. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 21 : 3-20.
- RADKE B.M. et MATHIS R.L. (1980).- On the occurrence and formation of saddle dolomite. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 50, pp. 1149-1168.
- READ J.F. (1982).- Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin : types characteristics and evolution. In : A.L. Hales (ed.), *Geodynamics final symposium*, Tectonophysics, 81(3-4) : 195-212.
- RADKE B.M. & MATHIS R.L. (1980).- On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 50, n°4, p. 1149-1168.
- SALHI A. (2002) – Evolution paléogéographique et dynamique de la bordure méridionale du sillon atlasique au cours du Lias et du Dogger (Région de béni-Ounif, Algérie sud-occidentale.- *Mém. Magister, Univ., Oran*, Algérie, 118 p., 66 fig., 8 pl.
- SAM BOGGS JR. (2009). - Petrology of Sedimentary Rocks, *Second Ed.*, Cambridge University Press.
- SAPOJNIKOV R. (1951).- Etude sur le Lac Balkash : : Troudi Akad Nauk, S.S.S.R., 132 .
- SEBANE (2007)- Etudes quantitative et séquentielle de l'évolution des peuplements micropaléontologique en Algérie occidentale au cours du Jurassique inférieure et moyenne Doc. Etat D'ES Science, Univ. Oran, 207 p., 45 fig., 25 pl.
- SHINN E.A., LLOYD R.M. & GINSBURG R.N. (1969). – Authority of a modern carbonate tidal flat, Andros Island Bahamas. *J. Sedim. Petrol.*, 39, 3, 1202-1228.
- SCHMIDT V. (1965).- Facies diagenesis and related reservoir properties in the Gigas beds (Upper Jurassic), Northwestern Germany. *Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.*, 3, p. 124-168.
- SIBLEY (1982)- The origin of common dolomite fabrics, *Journal of Sedimentary Petrology*; 52; 1087-1100
- SIBLEY, D.F. & GREGG, J.M. (1987). - Classification of dolomite rock textures. *J. Sedim. Petrol.*, 57, 967-975.
- SKINNER H.C.W. (1963)- Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcite in the Southeast of South Australia. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 261, pp. 449-472.
- SOUSSI M. (2002) – Le Jurassique de la Tunisie atlasique : stratigraphie, dynamique sédimentaire, paléogéographie et intérêt pétrolier. *Document Université Claude Bernard*, Lyon. 2002, 36 p., 156 fig., 45 pl.

- SOUDANT M. (1965)- contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du sommet du Bathonien dans le gisement pétrolifère de Coulommès (Seine-et-Marne). *Sci. Terre*, Nancy, t. X, p. 133-209, 39 fig., 2 tabl., 2 pl. h. t.
- STRAKHOV N.M. (1958).- Facts and hypothesis concerning the genesis of dolomite rocks : *Akad. Nauk, SSSR IZV, Ser. Geol.*, n°6, p. 1-18.
- TLILI M. (1995). – Le phénomène récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l'Atlas saharien occidental (secteur d'Aïn Ouarka).- *Mém. Magister, Univ., Oran, Algérie*, 154 p., 48 fig., 9 pl.
- TUCKER M.E., WILSON J.L., CREVELLO P.D. SARG J.R. & READ J.F. (1990).- Carbonate platforms, facies, sequences and evolution. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 9, 318 p.
- VAN WAGONER J.C. (1985). - Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Mid-year Mtg., Golden, Co., Abs.*, p. 91-92.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITIT T.S. & HARDENBOL J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In "Sea level changes : an integrated approach" Edited by. W.C.E.A., *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, p. 39-45.
- VATAN A. (1967)- *Manuel de sédimentologie*. Technip édit., Paris, 397 p.
- VON DER BORCH C.C. (1965).- The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments on the Coorong area, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 781-799.
- WANLESS H.R. & WELLER J.M. (1932).- Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 43, p. 1003-1016.
- WARREN, J. (2000)- Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews* 52, 1-81.
- WELLS A. (1962).- Primary dolomitization in Persian Gulf. *Nature*, v. 194, n° 4825, p. 274-275.
- WELSCH J. (1890)- Les terrains jurassiques dans les environs de Tiaret, Freneda et Saïda. *Bull. Soc. Géol. France*, (3), 18, pp 428-440, 6 fig.
- WORONIK R.E. et LAND L.S. (1985). – Late burial diagenesis; Lower Cretaceous pearshall and lower glennrose formations, South Texas. *J. Sedim. Petrol., S.E.P.M.*, p. 265-275.
- YELLES-CHAOUICHE A.K., AIT OUALI R., BRACENE R., DERDER M.EM & DJELLIT H. (2001).- Chronologie de l'Ouverture du bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°3, pp. 285-292, 5 fig.
- ZINGER D.H. (1976).- Dolomitization and dolomite "dike" in the Wiman formation (Precambrien northeastern into mountains California. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 46, n°3, p. 457- 462.
- ZINGER D.H. (1981).- Stratigraphy and petrology of the little Falls Dolostone (Upper Cambrian) East Central New York Map and Chart, series 34, New York, State Museum, 138 p.
- ZINGER D.H. (1983).- Burial dolomitization in the lost Burro formation (Devonian) East central California and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology*, v. 11, p. 519-522.

TABLE DES MATIERES

<i>DEDICACE</i>	02
<i>REMERCIEMENTS</i>	03
<i>RESUME</i>	09
<i>ABSTRACT</i>	10
.	
<i>PREMIERE PARTIE</i>	
GENERALITES	
I- PRESENTATION GENERAL DE L'ATLAS SAHARIEN	12
A- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE GENERAL	12
B- APERÇU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES MONTS DES KSOUR	13
II- POSITION STRATIGRAPHIQUE DES DOLOMIES DU CHEMARIKH DANS LA SERIE JURASSIQUE ET HISTOIRE PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'AIN OUARKA	14
A- COUPE DE REFERENCE DES FORMATIONS DES MONTS DES KSOUR	14
1- Dolomies du Chémarikh	14
2- Alternances de Aïn Ouarka	14
3- Marno-calcaires d' Aïn Rhézala	14
4- Brèches de Raknet el Kahla	14
B- GRANDS TRAITES PALEO GEOGRAPHIQUES DU SECTEUR D'ETUDE AU COURS DU JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN	17
III- HISTORIQUE : BREF RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS	18
IV- OBJECTIFS ET METHODES D'ETUDE	19
A- PROBLEMATIQUE	19
B- OBJECTIFS D'ETUDE	19
C- METHODES D'ETUDE	19
1- Sur Terrain.....	19
2- Au Laboratoire	19
<i>DEUXIEME PARTIE</i>	
FACIES ET SEQUENCES SEDIMENTOLOGIQUES	
I- LITHOSTRATIGRAPHIE	22
A- POSITION DE LA COUPE	22
B- ETUDE LITHOFACIOLOGIQUE DANS LE CADRE SEQUENTIEL	24
1- Microfaciès de la première séquence et séquences génétiques	24
- Calcaires sombres fins	24
- Calcaires dolomitiques fins	24
- Calcaires graveleux bioclastiques.....	26
- Dolomie cristalline	26
- Calcaire dolomitique à oolithes	26

2- Microfaciès de la deuxième séquence et séquences génétiques.....	27
- Bancs chenalisés inférieurs.....	27
- Bancs médians stratifiés	27
- Bancs chenalisés supérieurs.....	28
- Alternance calcaire/dolomie à gypse.....	28
3- Microfaciès de la troisième séquence et séquences génétiques.....	29
- Alternance calcaire/dolomie sans gypse.....	29
C- EVOLUTION SEQUENTIELLE ET DISCONTINUITES	30
1- Première séquence (SI ou de A à E).....	30
2- Deuxième séquence (SII ou de F à I).....	30
3- Troisième séquence (SIII ou J).....	31
II- ENVIRONNEMENT ET CONTEXTE TECTONO-EUSTATIQUE.....	31
III- CONCLUSIONS.....	32
 <i>TROISIEME PARTIE</i> EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE ET DIAGENETIQUE DES CARBONATES	
I- APERCU ET GENERALITES SUR LES DOLOMIES.....	35
A- DEFINITION DES DOLOMIES.....	35
B- FORMATION ET GENESE DES DOLOMIES.....	35
1- Les dolomies primaires ou protodolomie.....	35
2- Les dolomies secondaires :	35
3- La dolomite détritque d'accumulation classique.....	35
II-CLASSIFICATIONS DES CARBONATES (CALCAIRE ET DOLOMIE)	36
A- CLASSIFICATION DE FOLK (1959, 1962).....	36
B- CLASSIFICATION DE DUNHAM (1962).....	36
1- Classification génétique de l'Institut Français du Pétrole	37
2- Classification descriptive de G.M. Friedman (1965)	37
III- PETROTYPES DES DOLOMIES.....	37
A- CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES DOLOMIES.....	37
1- Classification minéralogique et chimique.....	37
2- Classifications pétrographiques et/ou classification texturale.....	37
a- Dans la classification pétrographique.....	37
b- Au niveau des textures	37
3- Approche génétique.....	37
a- la dolomite de remplacement	38
b- la dolomite de recristallisation.....	38
c- la dolomite de cimentation.....	38
4- Typologies pétrographiques = Pétrotypes.....	38
III-CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET GENESE DE DOLOMITISATION	40

A- LES PETROTYPES	40
1- Pétrotype P1.....	40
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	40
<i>b- Processus de dolomitisation.....</i>	40
2- Pétrotype P2.....	41
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	41
<i>b- Processus de dolomitisation.....</i>	41
3- Pétrotype P3.....	41
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	41
<i>b-Processus de dolomitisation.....</i>	41
4- Pétrotype P4.....	42
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	42
<i>b- Processus de dolomitisation.....</i>	42
5- Pétrotype P5.....	42
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	42
<i>b- Processus de dolomitisation.....</i>	43
6- Petrotype P6 ou "baroque".....	43
<i>a- Fabrique pétrographique.....</i>	43
<i>b- Processus de dolomitisation.....</i>	43
B- MILIEU DE DOLOMITISATION.....	43
C- PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES DOLOMIES OU PORONECROSE.....	44
1- Analyse pétrographique du système poreux	44
<i>a- Porosité inter- et intracristalline ou intragranulaire.</i>	44
<i>b- Porosité fenêtrale ou de "Bird-eyes".....</i>	44
<i>c- Porosité vacuolaire.....</i>	45
<i>d- Porosité de moulage oblitérée.....</i>	45
<i>e- Porosité de brèche oblitérée.....</i>	45
<i>f- Porosité de fracture.....</i>	45
2- Typologie des fractures et porosité.....	46
<i>a- Fracture de type 1 (F1)</i>	46
<i>b- Fracture de type 2 (F2).....</i>	46
<i>c- Fracture de type 3 (F3).....</i>	46
3- Evaluation quantitative du système poreux.....	47
4- Conclusions.....	47
D-CONCLUSION SUR LA DOLOMIE, LA DOLOMITISATION ET LA POROGENESE.....	49
IV- ETUDE DIAGENETIQUE.....	50
A- DEFINITION DE LA DIAGENESE.....	50
B- PROCESSUS DIAGENETIQUES.....	50
1- La cimentation.....	50
<i>a- Cimentation précoce.....</i>	50

<i>a1- Ciments précoces réguliers</i>	50
- <i>ciments précoces isopaques aciculaires</i>	51
- <i>ciments précoces isopaques lamellaires</i>	51
- <i>ciments précoces équigranulaires</i>	51
- <i>ciments précoces micritiques</i>	51
<i>a2- Ciments précoces irréguliers</i>	51
- <i>Ciment épitaxial</i>	51
- <i>Ciments drusiques</i>	51
- <i>Ciments sparitiques en mosaïque</i>	51
- <i>Ciments pœcilitiques</i>	51
<i>b-Cimentation tardive</i>	51
2- La micritisation	52
<i>a- Micrite géotopique</i>	53
<i>b- Micrite cyanobactérienne</i>	53
<i>c- Conclusion sur les différents ciments</i>	54
3- La dissolution	55
4- La dédolomitisation	56
5- Le remplacement	57
6- La compaction et la lithification.....	58
7- La dolomitisation.....	59
C- ASPECTS ET ARRANGEMENT DES RHOMBOHEDRES	59
1- Aspects pétrographiques	59
<i>a- Cristaux limpides (A)</i>	59
<i>b- Cristaux zonées (B et C)</i>	59
<i>c- Rhombes à inclusions (D à H)</i>	59
2- Les cas particuliers.....	59
<i>a- Cristaux en croix (I)</i>	59
<i>b- Dolomites baroques ("Saddle dolomites" ; J)</i>	59
3- Arrangement et fabrique	61
<i>a- En monocristaux de colmatage</i>	61
<i>b- Epars</i>	61
<i>c- En massive</i>	61
<i>d- En palissade ou en isogranulaire</i>	61
D- CONCLUSIONS	63
 QUATRIEME PARTIE MILIEUX ET MODELES DE DOLOMITISATION 	
I- CONDITIONS DE DOLOMITISATION : MILIEU ET MODELE	65
A- MILIEU DE DOLOMITISATION	65
B- MECANISME ET MODELE DE DOLOMITISATION	66
1- Concepts et modèles de dolomitisation.....	66
a- Rappel des concepts.....	66
- <i>Le modèle évaporitique ("Evaporation pumping")</i>	66
- <i>Le modèle Infiltration-reflux ("Seepage refluxion")</i>	67

- <i>Le modèle de mélange ("Dorag model")</i>	67
- <i>Modèle de dolomitisation tardive au cours de l'enfouissement. ...</i>	68
b- Application du modèle dans notre cas	68
- <i>Modèle de dolomitisation précoce au cours de la</i>	
<i>sédimentogène</i>	68
c- Conclusions	69
2- Analyse stadiale et bilan chronologique.....	70
<i>a- STADE I : Sédimentogène - Diagenèse précoce</i>	70
<i>b- STADE II : Dolomitisation précoce</i>	70
<i>c- STADE III : Recristallisation-Cimentation</i>	71
<i>d- STADE IV : Dolomitisation/calcitisation tardive</i>	72
<i>e- STADE V : Cimentation calcitique tardive (calcitisation)</i>	72
 <i>CINQUIEME PARTIE</i> CONCLUSIONS GENERALES 	
I- SEDIMENTOGENESE-DOLOMITISATION	75
- <i>Dolomie de première génération ou protodolomie</i>	75
- <i>Dolomie de deuxième génération ou secondaire</i>	75
II- ENVIRONNEMENT ET MODELE DE DOLOMITISATION	76
III- CONTEXTE CLIMATIQUE	76
IV- CONTEXTE TECTONIQUE	
LISTE DES FIGURES	77
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	78
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	95
TABLE DES MATIERES	103