

Distribution des espaces poreux dans les formations carbonatées dévoniennes du synclinal d'Oulad Abbou et dans les forages EBA1 et EBA2

عبدالمجيد بن بوزيان

Abdelmajid BEN BOUZIANE

Mots-clés : Porosité, Diagenèse, Enfouissement, Dolomitisation, Milieu de dépôt, Dévonien, Oulad Abbou, Forage.

ملخص

توزيع المجالات النافذة ضمن تكوينات الكربوناتية الدفونية لمقر اولاد عبو و في اسباب EBA2, EBA1 : يظهر محدد اولاد عبو تغييرا هاما في المسامية حسب الوضعية البنيوية للرواسب. وقد نتج عن ظاهرة الطمر ضياع أو نقص في المسامية أدى إلى تبلور الكلس الساري في ستيلوليت داخل الثقب.

RESUME

Des variations importantes de la porosité en fonction de la position structurale du sédiment ont été observées dans le synclinal d'Oulad Abbou. Des déperditions de porosité ont été mises en évidence par le phénomène de l'enfouissement, entraînant un remplissage des pores par la calcite circulant dans les joints stylolitiques.

ABSTRACT

Distribution of porous spaces in the Devonian carbonated formations of Oulad Abbou syncline and in the wells EBA1 and EBA2: Variations in porosity can be found in Oulad Abbou syncline, depending on the structural position of sediment. Porosity decrease and is reduced by burial process, and also by the crystallization in the pores of a calcite coming from dissolution occurring along stylolitic joints.

INTRODUCTION

La diagenèse précoce des calcaires a été étudiée par PURSER (1975). La vitesse de lithification joue un rôle sur l'évolution du sédiment puisque les sédiments lithifiés résistent mieux à la compaction lors de l'enfouissement. La diagenèse tardive résulte en effet des contraintes subies par les sédiments lors de l'enfouissement, d'où une compaction des grains non cimentés et une dissolution par pression au niveau des zones de contact ou le long des joints stylolitiques stratiformes. Les carbonates libérés par cette dissolution pourraient précipiter sous forme de calcite sparitique dans les pores de la roche colmatant la porosité primaire.

Cette étude a concerné essentiellement les formations dévoniennes observables dans le synclinal des Oulad Abbou et des niveaux dévoniens des forages EBA1 et EBA2 situés respectivement entre les côtes 3421-2258 et 3246-2450 m. Celle-ci a mis

en évidence des réductions et des préservations de porosité en fonction de la tectonique, de l'enfouissement et du milieu de dépôt.

Ainsi, dans le cas où la porosité n'a pas été totalement détruite, l'instabilité tectonique au cours du Dévonien peut-elle avoir une influence sur la porosité des formations carbonatées du synclinal d'Oulad Abbou? L'enfouissement peut-il détruire la porosité à EBA1 et EBA2?

Du point de vue tectonique, le biostrome d'Oulad Abbou semble être le reflet des conditions stables avec des pentages de 0° sur la charnière et entre 5° et 15° sur les flancs. Par contre les petits monticules biohermaux affichent des dénivelées dues probablement aux modifications eustatiques.

L'instabilité tectonique dans cette région pendant le Dévonien a agi sur les traits paléogéographiques que constituent les zones hautes (haut fond d'Imfout relayé par le môle de Casablanca-El Jadida, Fig.1).

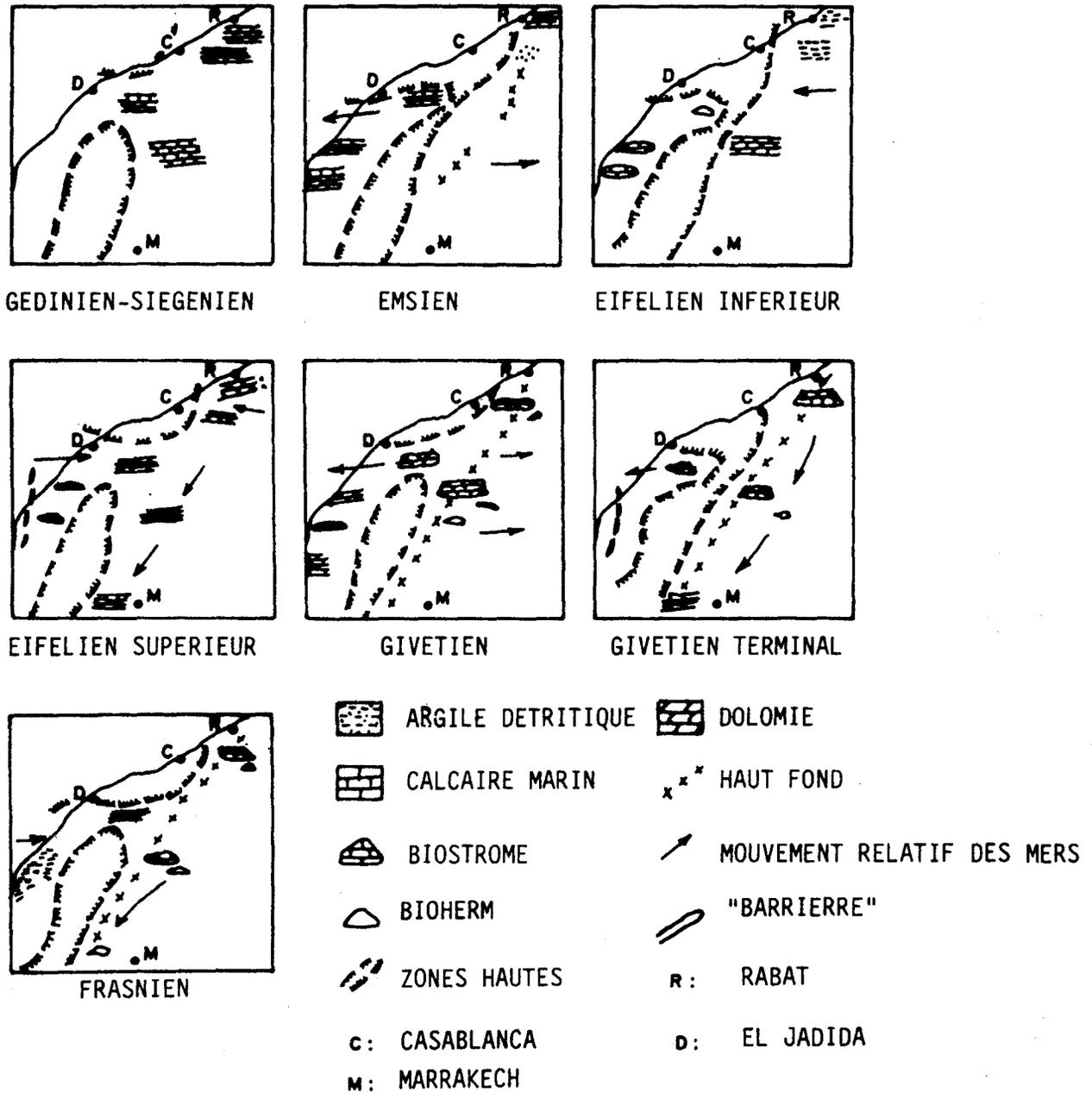


Figure 1: Esquisse paléogéographique pendant le Dévonien récifal de l'Ouest du Maroc

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE DU SYNCLINAL D'OULAD ABOU ET DES FORAGES EBA1 ET EBA2.

SYNCLINAL D'OULAD ABOU (Fig. 2)

Le synclinal d'Oulad Abbou se situe dans la Meseta côtière à l'Est de la localité d'éponyme; c'est une structure hercynienne faisant partie des affleurements paléozoïques du môle côtier. Cette structure synclinale est de longueur kilométrique et le cour est occupé par des argiles grises du Dévonien supérieur.

FORAGES EBA1 ET EBA2 (Fig. 2)

Le sondage EBA1 a été implanté sur la structure d'El Barba dans les Doukkala, au Nord de Safi dont les coordonnées Lambert sont: x= 166 022,78; y= 220 502,22; z= 128,50. Ce sondage s'est arrêté à la profondeur 3421 m dans une formation dolomitique du Dévonien moyen.

Le forage EBA1 a rencontré le Dévonien moyen dès 2717 m par des faciès marno-calcaires du Givétien. Il a été carotté sur 280 m.

Le sondage EBA2 a été implanté sur la structure de Beni-Iffou au Nord du forage EBA1. Il sondage

s'est achevé à la profondeur de 3 246 m dans la formation argileuse du Dévonien moyen sur une épaisseur de 777 m et a été carotté sur 16 m.

LITHOSTRATIGRAPHIE DU SYNCLINAL D'OULAD ABOU ET DES FORAGES EBA1 ET EBA2

SYNCLINAL D'OULAD ABOU

La coupe géologique de Douar-Zrahna constitue le flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou. La série lithostratigraphique montre de bas en haut six unités (Fig. 3):

- 40 m de calcaire gris bien stratifié en bancs décimétriques, renfermant des empreintes de Goniatites et d'Ortocères; ces bancs sont nodulaires à la base;

- 60 m de dolomies massives poreuses riches en organismes constructeurs: Stromatopores, Thamnopores, Polypiers solitaires (biostrome);

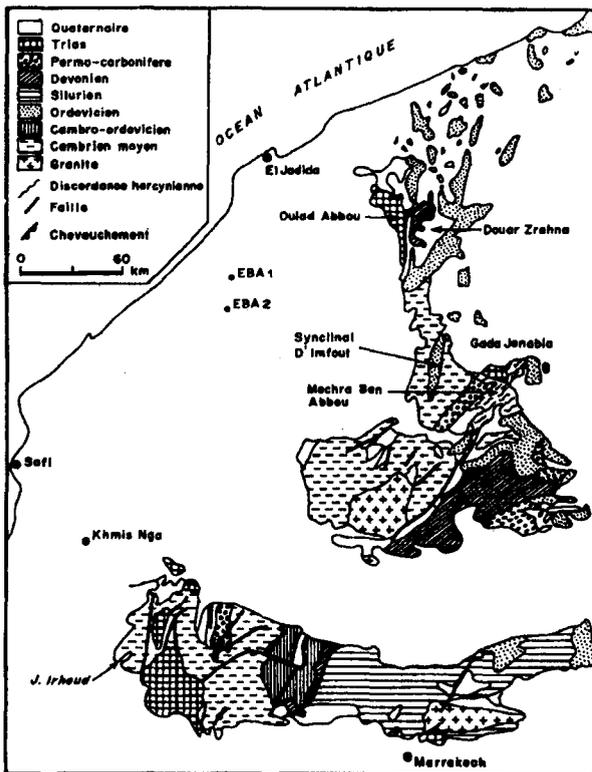


Figure 2 : Carte géologique du bassin et situation des forages EBA1 et EBA2.

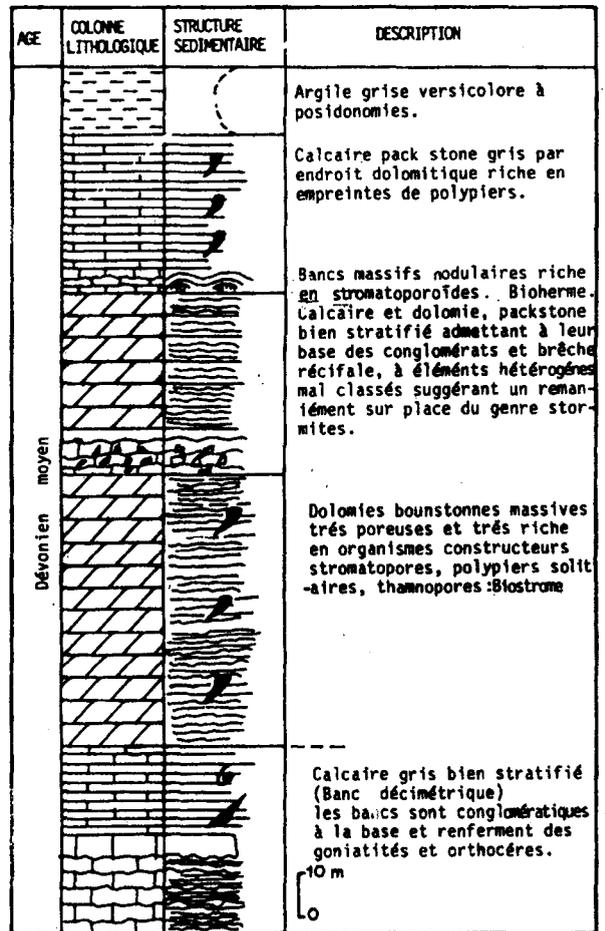


Figure 3 : Coupe lithostratigraphique du flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou.

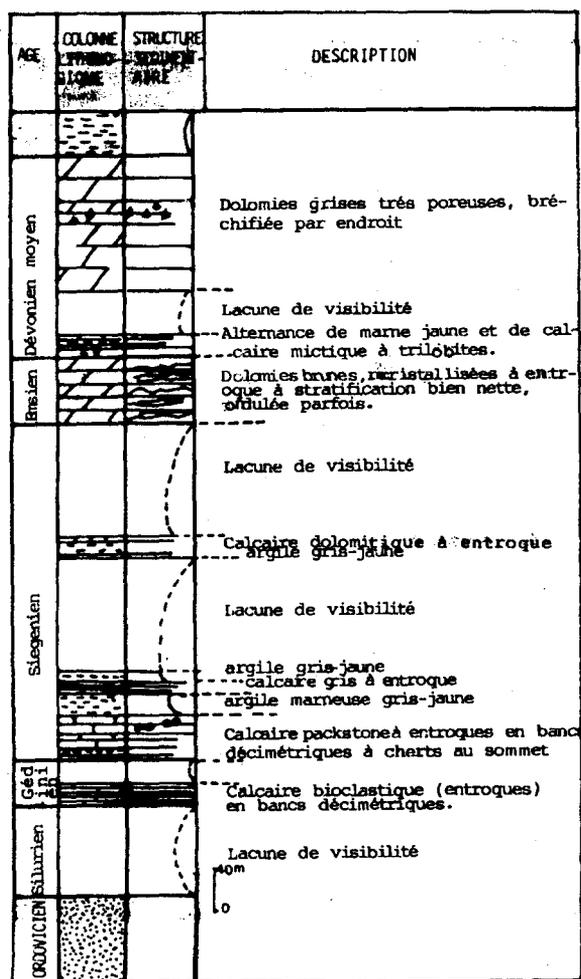


Figure 4 : Coupe lithostratigraphique du flanc Ouest du synclinal d'Oulad Abbou.

- 40 m de calcaire et de dolomie bien stratifiés (bancs centimétriques à décimétriques) admettant à leur base des conglomérats et brèches récifales à éléments hétérogènes mal classés et suggérant un remaniement sur place du genre stormite;
- 5 m de bancs de calcaires massifs nodulaires riche en Stromatoporoides (Biotherme);
- 25 m de calcaire gris dolomitique en bancs stratifiés (décimétriques) à empreintes par endroit de Polypiers;
- 200 m d'argile grise versicolore à Posidonomes d'âge Dévonien supérieur (GIGOUT, 1955).

Les cinq premières unités carbonatées ont été datées du Dévonien moyen (HOLLARD, 1967).

La colonne stratigraphique du flanc ouest (Fig.4) montre au dessus de l'Ordovicien-Silurien sept unités:

- 20 m de calcaire bioclastique (entroque surtout bien stratifié en bancs décimétriques. Ce niveau a été daté du Gédinnien (HOLLARD, 1967).

Au dessus de la lacune de visibilité 40 m de calcaire à entroque et silex vers le sommet.

- 40 m de marne gris-jaune renfermant des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire gris à entroque;

- 20 m de calcaires dolomitiques à entroque et argile jaune. Ce niveau est intercalé entre deux lacunes de visibilité de 50 m chacune;

- 60 m de dolomies brunes recristallisées à entroque et à stratification parfois ondulée. Les bancs sont décimétriques à métriques.

Ces quatre dernières unités ont été datées de l'Emsien (HOLLARD, 1967).

- 6 m d'une alternance de calcaire nodulaire en bancs centimétriques à Trilobites et d'argile jaune.

Au dessus d'une lacune de visibilité, 120 m de dolomies massives poreuses à organismes récifaux et brêchiques par endroits.

Ces deux dernières unités ont été datées du Dévonien moyen (HOLLARD, 1967).

SONDAGE EBA1 ET EBA2

L'étude lithologique des forages EBA1 et EBA2 a été effectuée sur les carottes et les déblais.

Le Dévonien moyen du forage EBA1 a été carotté sur environ 280 m.

A EBA2 on ne dispose que de 16 m de carotte, cependant, l'étude sur les déblais de forage sera d'une grande importance.

L'étude est basée sur les observations macroscopiques des carottes et déblais, et microscopiques à partir de lames minces.

Forage EBA1 (Fig. 5)

De bas en haut on distingue quatre unités principales:

1- Une formation récifale comprenant les membres suivants:

- de 3421,5 à 3417,20 m: ce sont des dolomies grises à structure grenue renfermant des empreintes d'organismes recristallisés. Parmi ces empreintes on trouve des Brachiopodes, des Crinoïdes, des Gastéropodes, des Annelides et des débris divers. Ces dolomies sont fracturées et renferment des pores pouvant atteindre 3 cm de diamètre, remplies de cristaux de dolomite. D'autres pores observés à l'échelle de la lame mince sont colmatés par des débris ferrugineux et par une boue argileuse;
- de 3365,80 m à 3355,40 m: le faciès est toujours carbonaté, il est représenté par une dolomie grise finement grenue localement brêchique. Par endroits, cette dolomie est fracturée et présente des pores d'une taille allant du mm au cm;
- de 3444 à 3215,20 m: ce sont des dolomies grises à structure grenue et à empreintes d'organismes récifaux (Polypiers, Stromatopores, Crinoïdes et des débris de Brachiopodes et Gastéropodes). Les fractures sont

fréquentes et colmatées de cristaux de dolomite. On a noté des pores de grande taille, pouvant atteindre 5 cm de diamètre,

- de 3215,20 à 3208, 70 m: le faciès demeure carbonaté; c'est un calcaire à faune récifale présentant des lits marneux noirs et un système de fracturation à remplissage de calcite;

- de 3208,70 à 3141 m: ce sont des dolomies gris-foncé, massives et grenues, légèrement silteuses et par endroits pseudobrèchiques. Elles renferment une faune récifale recristallisée: Polypiers, Stromatopores, Crinoïdes. Il y a présence d'un système de fracturation comparable à celui de l'intervalle précédent. Les pores peuvent atteindre 20 cm de diamètre,

- de 3141 à 3103 m: cet intervalle présente un faciès gréseux fin noir localement quartzitique admettant des intercalations de calcaires gris-noir discontinues et d'argiles noires;

- de 3103 à 3103 m: ce sont des dolomies calcaires massives, grises, renfermant une faune récifale très recristallisée et dont les empreintes correspondent à des Polypiers solitaires, des Stromatopores et des Crinoïdes. La porosité dans ces dolomies est de type vacuolaire, devenant géodique par endroit: les pores peuvent atteindre 3 cm de diamètre.

2- Une formation marno-calcaire comprenant les intervalles suivants:

- de 2792 à 2717 m: ce membre est représenté par des argiles silteuses à intercalations de lits de calcaires et d'argiles noires à pyrite. Il renferme des débris de Brachiopodes, d'Entroques, de Bryozaires et d'Annelides;

- de 2717 à 2670 m: c'est un faciès gréseux très fin à intercalation d'argile grise à Brachiopodes et entroques.

3- Une formation argileuse représentée par l'intervalle:

- de 2670 à 1967 m: c'est une formation argileuse, gris-noir plus ou moins feuilletée et légèrement silteuse rappelant l'affleurement en surface du synclinal d'Oulad Abbou.

4- Un gabbro doléritique, à intercalation fine d'argile gris-noir, est injecté dans cette épaisse formation entre 2670 et 2 257 m.

Forage EBA2 (Fig. 6)

La description lithologique du sondage EBA2 a été effectuée sur les déblais de forage et complétée par celle des carottes 4, 5 et 6.

De bas en haut, on distingue la succession suivante:

- de 3246 à 2500 m: ce sont des argiles de couleur gris-foncé indurées et feuilletées admettant des niveaux calcaires. Cette formation argileuse est surmontée par un calcaire microcristallin silicifié à empreintes de fossiles (Brachiopodes, Echinodermes

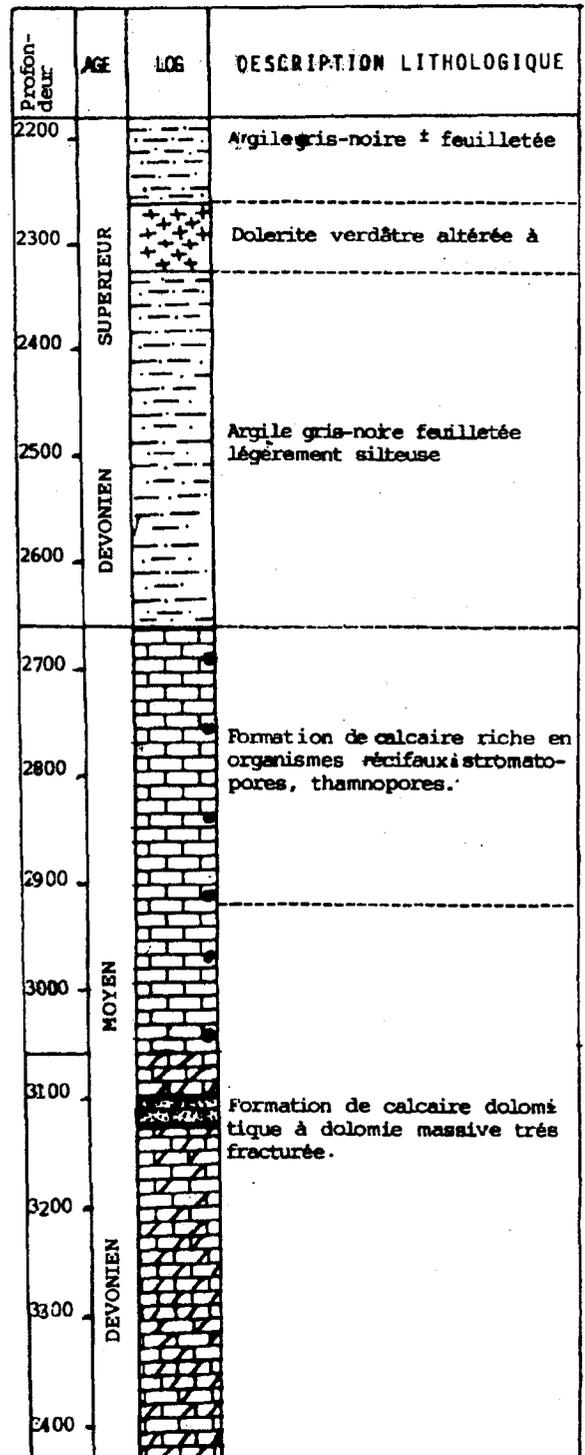


Figure 5 : Coupe lithostratigraphique du forage EBA1.

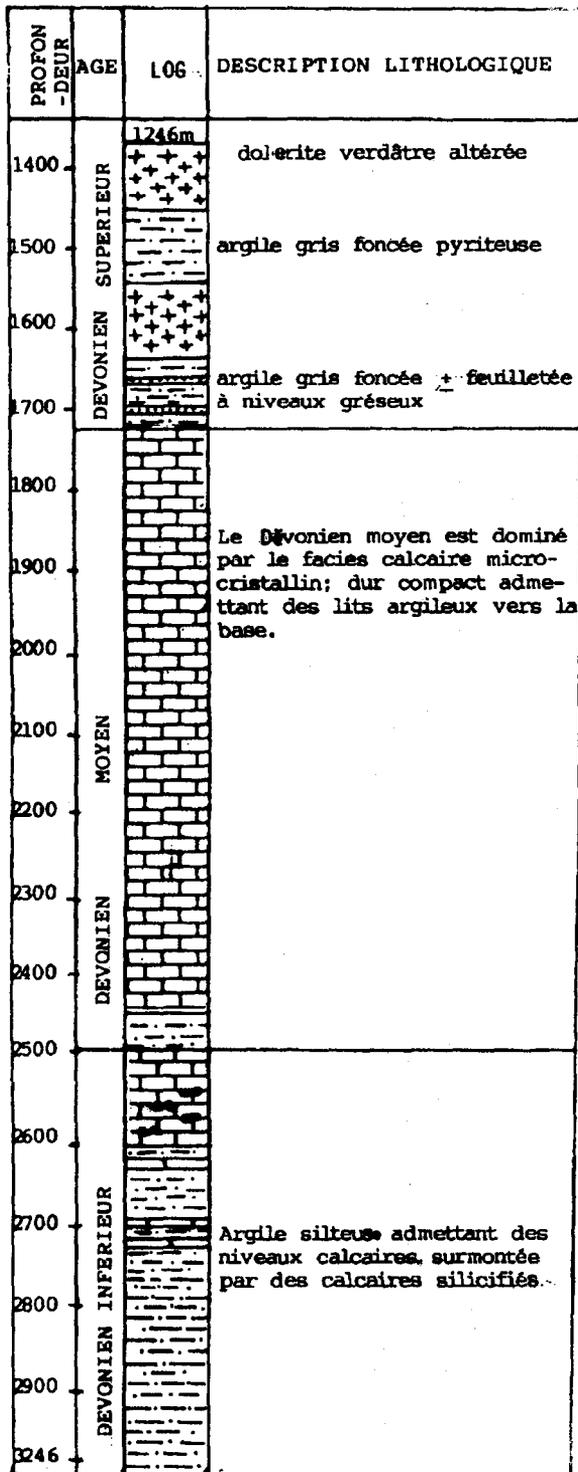


Figure 6 : Coupe lithostratigraphique du forage EBA2.

et Annelides) renfermant des filons de calcite multidirectionnels;

- de 2500 à 1720 m: calcaire massif microcristallin montrant des argiles à la base;

- de 1720 à 1296 m: la lithologie de ce membre est dominée par des argiles noires indurées, pyriteuses par endroits rappelant celle du forage EBA1, ainsi que celle observée dans le synclinal d'Oulad Abbou. Dans cette formation argileuse il y a présence de gabbro doléritique gris-vert altéré. Ces gabbros ont fait leur apparition entre les intervalles 1633-1517 m et 1444-1296 m;

FACTEURS TECTONIQUES AGISSANT SUR LA POROSITE

Le synclinal d'Oulad Abbou correspond à une structure de longueur d'onde kilométrique à flancs redressés et présentant des replis mineurs de longueur d'onde hectométrique. Ces déformations correspondent à la phase majeure hercynienne dans le môle côtier mésétien.

Deux exemples ont été choisis pour cette étude de relation porosité-déformation:

- un repli anticlinal du Dévonien inférieur;
- le biostrome du Dévonien moyen.

Les stations de mesure de pendage et de porosité sont choisies en fonction de leur situation dans le pli: zone tabulaire, sommet, flancs du plis et periclinaux. Les moyennes sont faites sur une dizaine de mesures. Concernant le repli anticlinal du Dévonien inférieur situé dans le flanc Ouest du synclinal, les résultats sont les suivants:

	Porosité	Perméabilité	
R4	6,58	0,5	Zone subhorizontale
R3	5,97	0,5	Flancs à faible pendage
R2	3,40	0,5	Zone de flexure
R1	1,36	0,5	Periclinal

Pour le biostrome du Dévonien moyen situé sur le flanc oriental du synclinal, les résultats sont les suivants:

	Porosité	Perméabilité	
B3	2,20	0,5	Zone tabulaire 0°
B2	1,69	0,5	Zone subhorizontale 5°
B1	0,5	0,5	Zone à pendage faible 15°

Ces résultats mettent en évidence la relation entre la déformation (pli) et les variations des caractères pétrophysiques des sédiments. Celles-ci peuvent être dues soit à une compaction mécanique du sédiment, soit à la diagénèse par pression - dissolution et cimentation; l'origine du déclenchement de ces processus étant la compression tectonique hercynienne. En effet, nous avons observé une dégradation des propriétés matricielles dans les flancs légèrement redressés des deux exemples précédents, à l'affleurement, le repli anticlinal est représenté par des dolomies blanchâtres silteuses dont la porosité varie

de 0,78 à 7%, alors que le biostrome du Dévonien moyen est représenté par des calcaires et calcaires dolomitiques dont la porosité varie entre 0,5 et 3%.

En conclusion, on note donc une réduction de la porosité en allant de la zone tabulaire vers les zones à pendage légèrement fort en passant par les zones subhorizontales.

Dans la zone centrale du repli anticlinal où il y a un raccourcissement par flexion des couches, on observe une réduction de porosité, celle-ci serait liée à la compression au niveau de l'intrados de l'anticlinal d'où la précipitation d'un ciment de calcite sparitique provenant de la compaction des grains dolomitiques (pression-dissolution) qui avait bouché tous les pores primaires. Par contre, au niveau de l'extrados, il y a une distension qui favorise le maintien et le développement de la porosité.

INFLUENCE DE L'ENFOUISSEMENT ET DU MILIEU DE DEPOT SUR LA POROSITE

Le réservoir peut être formé par la création d'une porosité secondaire durant l'enfouissement. La couverture quand à elle peut être formée par cimentation provenant des phénomènes pression-dissolution. La diagénèse peut donc avoir des implications sur le développement et destruction de la porosité. Les mesures de la porosité des deux forages EBA1 et EBA2 au niveau du Dévonien ont donné des valeurs allant de 0 à 3,5% pour le forage EBA2 et de 0 à 2% pour le sondage EBA1. Le détail de ces mesures est illustré sur le tableau ci-dessous:

POROSITE DANS LE FORAGE EBA2		POROSITE DANS LE FORAGE EBA1	
Intervalle	Porosité	Intervalle	Porosité
1712 à 1846 m	1,5 à 3%	3000 à 3100 m	2%
1845 à 2070 m	3,15 à 3%	3140 à 3350 m	0%
2150 à 2200 m	0%		
2220 à 2404 m	2%		

Les forages EBA1 et EBA2 présentent des porosités faibles au niveau du Dévonien moyen si on les compare avec celles mesurées dans le Dévonien du synclinal d'Oulad Abbou.

Cette déperdition de la porosité résulterait de plusieurs facteurs dont le principal est l'enfouissement. Cette phase d'enfouissement est en effet liée à l'action de différents facteurs: la pression, la température et la circulation d'eau. Tous ces facteurs tendent à modifier la porosité initiale. Lors de l'enfouissement des sédiments carbonatés, il s'est produit des phases de compaction et de compression comme en témoignent les lames minces des forages EBA1 (PL1). En effet, les particules sont aplaties, on observe des phénomènes de pression-dissolution aboutissant à la création des microstylolites de contact qui eux-mêmes tendent à réduire le volume poreux. La calcite libérée a participé à la cimentation du réseau poreux. Concernant le réseau poreux initial

du sédiment carbonaté, il est essentiellement favorisé par l'énergie hydrodynamique. Celle-ci est développée surtout au niveau de la barrière et dans le domaine intertidal. La distribution des espaces poreux est donc contrôlée par les conditions de sédimentation et les transformations diagénétiques qui peuvent l'affecter.

En effet, les faciès qui dominent dans les forages EBA1 et EBA2 sont des calcaires à matrice micritique et à bioclastes qui constituent un terrain favorable pour toutes sortes de transformations diagénétiques précoces. Ils contribuent à une porogénèse par dissolution sélective de bioclastes. Une telle dissolution est attribuée à une émergence et une exposition au lessivage par les eaux météoriques continentales, à l'occasion des discontinuités sédimentaires des sommets de séquences. Des témoins de telles émergences sont visibles en surface dans la coupe de Douar Zrahna (flanc est du synclinal d'Oulad Abbou), avec des polygones de dessiccation.

Des dissolutions sélectives et l'apparition des cristaux de dolomite sont visibles à EBA1 entre 3120 et 2939 m. De plus, ce phénomène de porogénèse, serait assuré aussi par la désagrégation des tests d'organismes évoluant dans le milieu développant ainsi une microporosité similaire à la porosité matricielle, le développement des organismes, en particulier les constructeurs, peut en effet, contribuer à la porosité primaire. Cependant, cette dernière n'est qu'exceptionnellement conservée à cause de la position paléogéographique et du milieu de vie de ces organismes (en général, situés sous l'action des vagues).

La distribution des espaces poreux est donc fonction des facteurs dynamiques (énergie), facteurs biologiques (porosité liée au développement d'organismes et des facteurs chimiques (porosité matricielle: microcristaux).

CONCLUSION

Cette étude a permis de mettre en évidence l'impact de la déformation de l'enfouissement et du milieu de dépôt sur la porosité. En effet, les déformations observées dans le synclinal d'Oulad Abbou nous ont permis de préciser les zones où la dégradation de la porosité à la plus forte probabilité de survenir: ce sont surtout les zones plissées où sont enregistrées les contraintes tectoniques compressives, la déformation des couches étant liée à la lithologie initiale du matériaux poreux. Celle-ci agit aussi sur la variation de la porosité, c'est le cas des deux exemples pris dans le synclinal d'Oulad Abbou; le repli anticlinal dolomitique a présenté des valeurs de porosité allant de 1,36% à 6,58% et le biostrome à dominante calcaire a présenté des valeurs de 0,5 à 2,20%.

Concernant l'impact de l'enfouissement, les conditions favorables pour une préservation de la porosité consistent en le développement d'un système de fissures. Seulement dans les deux forages EBA1 et EBA2, cette phase d'enfouissement s'est caractérisée par une destruction du réseau poreux initial. Elle est illustrée par la présence de nombreux microstylolites

témoins de la présence de phénomènes de compaction et de pression dissolution.

Concernant le milieu de dépôt, la dolomitisation superficielle qui s'est effectuée dans des milieux très proches de l'émergence (supratidaux) ainsi que des dissolutions sélectives ont contribué au développement de la porosité.

REFERENCES

- BEN BOUZIANE, A. (1990).- Dolomitisation des formations devoniennes du synclinal d'Oulad Abbou, *Bull. Int.Sci.*, 14, Rabat
- ELLOY, R. (1972).- Reflexions sur quelques environnements récifaux du Paléozoïque. *Bull. Centre. Rech. Exp.*, Vol.6, n°1, Pau - SNPA, France.

- HOLLARD 1967 - le Dévonien du Maroc et du Sahara Nord occidental Inter. Symposium on the Devonian system, Calgary, Vol.1.
- PURSER, B.H. (1975). - *Sédimentation et Diagenèse précoce des séries Carbonatées du Jurassique*, Thèse ORSAY, France.

Adresse de l'auteur

Abdellmajid BEN BOUZIANE
Fac. des Sciences 2
Ben Msik Sidi Othmane
Casablanca