

**N d'ordre**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran, Es- Sénia

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie  
& de l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire de Magmatisme et de Géodynamique des Bassins Algériens

***Mémoire***

Présenté pour l'obtention du grade de Magister en géologie  
Option : Géodynamique des Bassins Sédimentaires

***Thème***

**L'Anticlinal de Ben Zireg :  
Lithostratigraphie, Evolution séquentielle et Environnements de dépôts  
au Dévonien inférieur et moyen  
(Béchar, Sahara algérien nord- occidental)**

**Par**

**Ahmed Hamza FELLAH**

Soutenu le 2 / 06 /2009 devant la commission d'examen :

<b>BENHAMOU. M</b>	<b>Professeur</b>	<b>Université d'Oran</b>	<b>Président</b>
<b>OUALI MEHADJI. A</b>	<b>Maître de Conférences</b>	<b>Université d'Oran</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>BOUAMEUR. M</b>	<b>Maître de Conférences</b>	<b>Université d'Oran</b>	<b>Examineur</b>
<b>BENYAHIA. M</b>	<b>Maître de Conférences</b>	<b>Université de Sidi Belabbés</b>	<b>Examineur</b>

Oran, 2009.

## LES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### A

- **AIGNER T. (1982)** - Calcareous tempestites : storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle triassic, SW Germany) *In* EISELE G et SEILACHAR A. (ed.) :Cyclic and event stratification, *Springer*, Berlin, Heidelberg, New York,pp.180-188.
- **AIGNER T et REINECK H.E. (1982)** – Proximal trends in modern strom sands from the Helgoland hight (North sea) and their implication for basin analysis. *Senckenbergiana*, Frankfurt am MAIN, 14,516, PP.183-215.
- **AIGNER T. (1985)** - Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. *Springer-Verlag*, Berlin, 174p.
- **ALBERTI, 1981**-Zur Biostratigraphie und Fauna (Tentaculiten, Trilobiten, Graptolithen) des Unter- und Mittel-Devon Von Ben Zireg (Becken von Bechar, SW Algerien). *N.Jb. Geol. palä ont.Mh* 1981, H 11, Stuttgart, 641-650.
- **ALLEN P.A. (1981)**- Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. *Nature*, 313,pp. 562-6-564.
- **AMEUR M. (1988)**- Histoire d'une plate forme carbonatée de la marge sud-téthysienne. L'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse Doct. Et.*, Lyon, 551 p., 188 fig., 24pl.
- **ARBÉY F. (1962)** – Données nouvelles sur la sédimentation au Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Sahara algérien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, D, p. 76-78, 2 Fig. 2pl.

### B

- **BATES R.L. and JACKSON J.A. (1987)**. Glossary of Geology. *American Geological Institute*, Alexandria, 788 p.
- **BENHAMOU M., ABBACHE A., ELMI S., MEKAHLI L., RACHEBOEUF P., OULI-MEHADJI A., BOUMENDJEL K. (2004)** – Les calcaires Griottes et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni-Abbes au Djebel Héche (Saoura, Algérie) : environnements et implications paléogéographiques. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol. 15, n°1, pp.27-49,4 fig., 3pl.
- **BEUF S. et al. (1969)** – Nouvelles observations sur le Combro-Ordovicien du Bled-el-Mass. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, 38, p. 39-51,5 fig., 1 pl.
- **BEUF S. et al. (1971)** – Les grés du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publ. I. F. P. Coll. « Sciences et techniques du Pétrole »*, 18, p. 1-464, 357 Fig. 30 pl., 1 carte h.t.

- **BIJU-DUVAL B. (1999)** - Géologie sédimentaire. Bassin, environnements de dépôt, formation du pétrole. Ed. Technip. Paris, *Inst. FR. Pétr.*, France., 735p.
- **BIGNOT G. (1972)** – Les microfaciès et leur utilisation stratigraphique. Colloques méthodes et tendances de la stratigraphie.Orsay. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n°77.t.1, pp.93-108.
- **BORROCO J. et GERMIN C. (1950)** - Mission géologique Sud Colomb Bechar. Rapport inédit S.N.REPAL.
- **BOUMA A.H. (1962)**- Sedimentology of some flysch deposits « A graphic aproch to faciès interpretation ». Elsevier, Amsterdam, 168p.
- **BOUMA A.H. ROBERTS H.H., COLMAN J.M.,and PRIOR D.B. (1991)** – Delta front gullies as part mass-mouvement phenomena : Mississippi River delta front. *In* :Osbane R.H. (ED.), from shoreline to abyss : Contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. *Special publication of the society of Economic Paleontologist and miniralogists* 46, 99-105.
- **BOUMENDJEL K., MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLE Y., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNK H LARDEUX H., LE MENN J., MELOU M. & RACHEBOUF P. (1997)** – Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *An. Soc. géol. Nord*, 5 (2ème série), p. 89-116.
- **BOURBON M. (1982)**- La genèse des calcaires noduleux en Briançonnais (Hautes-ALPES) : Unes conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. Livre jubilaire Gabriel Lucas. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 7, 22, pp. 607-611, 3 fig., Paris.
- **BRACHERT T.C., BUGGISH W., FLÜGEL E., HÜSSNER H., JOACHIMSKI M., TURNER F. et WALLISSER O. H. (1992)**- Controls of mud mound formation : The Early Devonian Kess-Kess carbonates of Hamar Laghdad, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundshau* Vol.81, N°1, pp. 15-44.

**C**

- **CASIER J.G. (1983)** – Les ostracodes du Frasnien et de la base du Famennien de la coupe du « km 30 » (Saoura, Sahara algérien). *Bull. Soc. belge Géol.*, 91,4, p. 195-207, 1 Fig.1 Tabl., Bruxelles.
- **CASIER J.G (1985)** - Les ostracodes de la partie supérieur de Tefergunit (Givétien) et de la formation de Merhouma (Givétien –Famennien) de la coupe du « km 30 » (Saoura, Sahara algérien).*Geobios*, 18, p. 833-846.
- **CLARI P.A., DELAPIERRE F. , and MARTIRE L. (1995)**- Discontinuities in carbonate successions : identification, interpretation and classification of some italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**, pp. 97-121.

- **CLARIOND, LECA et TERMIER (1933)** – Observations géologiques sur les terrains primaires de la bordure méridionale du Djebel Grouz (confins Algéro-marocains du Sud) Bull, SGF, (5), t, III, P.148.
- **COTILON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G., et RION M.(1979)** – A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marno-calcaires. *C.R. Acad Sci Paris*, sér. D, t. 289, pp1121-1124, 3fig.
- **COLMAN J.M. WALKER H.J., and GRABAU W.E. (1998)**- Sédiment instability in the Mississippi River delta. *Journal of Coastal Reserch*, 14 (3), pp.872-881.
- **CRAMZ C. (1990)** – Glossaire de stratigraphie séquentielle. Ed. Technip., Anglais- français. *Chamb. Syndic. Recher. Product. Pét. Gaz. Natur.*, pp. 425-450.
- **CUVILLIER J. (1952)**- La notion de microfaciès et ses applications.7ème. *Cong. Nazion. del Metano del Petrolio*, Taormina, sez. I.pp.149-153, 6 fig.

**D**

- **DA SILVA C.(2004)** - Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. *Thèse doctorat d'état*. Université de Liège, Belgique, 423p.
- **DARMEDRU C. , COTILLON P., et RIO M.( 1982)** – Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér.7, XXIV, n° 3, pp. 627-640, 17 fig.
- **DELFAUD (1972)** – Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine. *Coll. Méthodes tendances stratigr. Osray, Mém. B.R.G.M.*, n°77, pp. 593-611.
- **DELFAUD (1974)**- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. fr.* (7), XVI, 6, p.643
- **DELFAUD (1975)** – Typologie scalaires des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 16.6, pp. 643-650.
- **DELFAUD J. (1977)** – La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins rôle du climat. *Bull. cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 1, pp. 191-216, 13 fig.
- **DELFAUD J. (1984)** – Fondement d'une lithostratigraphie scalaire séquences et discontinuités sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France*.

- **DELFAUD J. (1986)** – Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la mésogée durant le Jurassique et les associations biologiques. *Soc. Nat. Elf-Aquitaine*, Pau, 10, pp. 509-535, 13 fig.
- **DUNHAM R.J. (1962)** - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In classification of carbonate rocks. *Symposium Amer. Assoc., Petr. Geol.*, Tulsa, mem. 1, pp.108-121, 1 tabl., VII pl.
- **DYER (1982)** - The initiation of sedimentary ferrows by standing internal waves. *Sedimentology*, 29, pp. 885-889.

E

- **ELF AQUITAINE (1977)** – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2- éléments d'interprétation. *Centre rech. Boussens*, Pau, 231-p., 76 fig., 18tabl.
- **ELMI S. (1978)**- Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires « noduleux » et des « ammonitico-rosso ». 6<sup>e</sup> R.A.S.T., Orsay, p.157.
- **ELMI S. (1981)**- classification typologique et génétique des Ammonitico-rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : essai de synthèse. In Farinacci A. et Elmi S. (éd.), *Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza ed.*, Roma, pp.233-249, 1 texte-fig., 3pl.
- **ELMI S. et AMEUR M. (1984)** - Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Estrato da Géol. Romana*, Vol. 23, 13-22, 11 Fig.

F

- **FABRE J. (1976)** - Introduction a la géologie du Sahara algérien (la couverture phanérozoïque) *Soc. Nat. Edi. Et Diff. Alger*, p. 1-422.
- **FABRE J. (2004)** – Géologie du Sahara occidental et central. *Musée .Roy. Afr. Centr.* Belgique. P.571,
- **FAIBRIDGE R.W. (1954)**- stratigraphic correlation by micro-faciés. *American Journ. Sciences.*Vol.252, pp. 683-694.
- **FERRY, (1991)** –Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon : la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géo. Alpine*, Mém. H.S.n°18, pp. 47-99.
- **FISCHER A.G. (1964)** - The lofer cyclothermes of the alpine Triassic. In ; D.F.MERRIAM ed., *Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Géol Surv. Bull.*, 169, I, pp. 107-149.

- **FLAMAND G.B.M. (1911)** -Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud).Thèse Doct. Etat, Univ. Lyon, n° 47 et Rey éd., 1003p, 157 fig., 22 cartes.
- **FLÜGL, E. (1982)** - Microfaciés analysis of Limestones. Springer- Verlag Heidelberg, New York, 633p.
- **FOLK (1959)** - Pratical petrographic classification of limestones. *Amer. Asso. Petrol. Geol.*, Tulsa, Vol.43, n°1, pp.1-38, 41 fig., 2 tabl.
- **FOURNIE D. (1973)** - l'analyse séquentielle et sédimentation des roches carbonatées Bull. C.R.P. SNPA - Pau 7, 1, pp. 147-170.

**G**

- **GERVAIS A. MULDE T. SAVOYE B. et MIGEON S. (2001)** - Recent processus of levee formation on the Zaire deep-sea fan. *C.R. Acad. Sci. Paris.* 332, pp. 371-378.
- **GRESSLY A.(1938)**- Observations géologiques sur le jura soleurois. *Nouv. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat.* Neuchâtel., II, 241 p., 12 pl.

**H**

- **HAUG E. (1903)**- Le cycle des phénomènes géologiques- *In : la science au XXeme siècle*, 1, pp. 343-349.
- **HAGUENAUER B. (1974)**- Signification paléogéographique de l'enregistrement sédimentaire séquentiel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, Sér.7,t XVI, n°6, PP. 598-602, 4 fig.
- **HARMS (1975)** - Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. *In : Depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences (J.C. HARMS, J.B. SOUTHARD D.R. SPEARING et R.G. WALKER. Eds.) Soc. Econ. Paleont. Mineral., short course*, 2, pp. 81-102.
- **HEKEL P.H. (1972)**. Carbonate buildups in the geological record: A review. *In: Laporte, L.F. (Eds): Reefs in time and Space. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 18: 89-154.
- **HOLLARD H. (1958)**- La série primaire du Tafilalt et le problème du pétrole. *Mines et géol.*, Rabat, N°4, pp.11-15.
- **HOLLARD H. (1960)** - une phase tectonique intra-Faménnienne dans le Tafilalt et le Maider (Maroc présaharien). *C.R. Acad. Sc. Paris*, Vol.250, pp. 1303-1305.
- **HOLLARD H. (1961)** – Caractère transgressif du Frasnien supérieur dans le Maider (Maroc présaharien) *C.R. Som. Soc. géol. France*, pp. 41-42.

- **HOLLARD H. (1962)** – Attribution au Givétien des calcaires coralligènes du Maider (Maroc présaharien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 175-177.
- **HOLLARD H. (1963)** - Tableau du Dévonien du Sud de l'Anti-Atlas : introduction stratigraphique aux études de paléontologie. *Notes Serv. géol. Maroc*, 23,172, p. 105-109.
- **HOLLARD H. (1965)** – Précisions sur la stratigraphie et la répartition de quelques espèces importantes du silurien supérieur et de l'Eodévonien du Maroc présaharien. *Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*, N°183, pp. 23-32.
- **HOLLARD H. (1967)** – Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord- occidental. *In symp. Devonian syst. Calgary, Alberta Soc. Petr. Géol., Vol. 1*, pp.203-244.
- **HOLLARD H. (1974)** – Recherches sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalt et dans le Maider (Anti-Atlas oriental). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, N°264, pp. 7-68.
- **HOLLARD H. (1977)** – Le domaine de l'Anti-Atlas au Maroc. The Anti-Atlas area in The silurian-Dévonian Boundary. IUGS Séries A, N°. 5, pp. 168-194.
- **HOLLARD H. (1981)** – Principaux caractères des formations dévoniennes de l'Anti-Atlas. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, N°308, pp.15-21.

**K**

- **KAUFMANN B. (1996)** – Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef and mud- mounds in the Mader (eastern Anti-Atlas, Morocco) thèse de Ph-D, université de Tübingen, 70p.
- **KAUFMANN B. (1997)** – Diagenesis of Middle Devonian carbonate mounds of the Mader basin (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Jour. Séd. Res.*, Vol. 67,p 945-956
- **KAUFMANN B. (1998)** - Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef and mud- mounds in the Mader (eastern Anti-Atlas, Morocco) *Acta Géologica Polonica*, Vol. 48, pp. 43-106.
- **KASI-TANI N. (1986)**- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : la domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse. Doct d'état*, Pau, t. I et II, 784 p., 361fig.
- **KLUPFEL W. (1917)**- Uber die sedimente der Flachsee in Lothringer Jura. *Geol. Rdsch. Deutsch.*, Stuttgart, VII, pp. 97-109.
- **KLOUG C. (2002)** – Quantitative stratigraphy and taxonomy of late Emsien and Eifelien ammonoids of the eastern Anti-ATLAS (Morocco). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, N°238, pp.1-109, 44 fig., 23 tabl, 13pl.

**L**

- **LE MAITRE D. (1952)** - La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud oranais). *Mat. Carte géol. Algérie. Paléont.*, 12, p. 1-170.
- **LEGAND P. (1962)** – Connaissances acquises sur la limite des systèmes silurien et dévonien au Sahara septentrional. *Symposium Siluro-Dévonien, Grenze*, Bonn, 1960, p. 151-159, 2 fig., 2 tabl.
- **LEGRAND P. (1965)** – Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Siluriens et dévonien au Sahara algérien. *Mém. B.R.G.M, France n°33*, pp.50-52.
- **LEGRAND P.(1967)**- le Dévonien di Sahara algérien. *Intern. Sympos. Dévonien Syst.Calgary, Pub. Alberta. Soc. Pétrol. Géol.* Pp. 245-284.
- **LEGAND P. (1968)** – Le Dévonien du Sahara algérien. In : OSWALD D.H. (ed.) *Intern. Sympo. Dev. Syst.*, Calgary,I, p. 245-284.
- **LEGRAND P. (1977)**- Les chaînes d'Ougarta au Sahara algérien. In : Matinsson A. *édit. The Silurian- Dévonien Boundary*. IUGS séries A.5, Schweizerbart'sche ; pp.195-202.
- **LEGAND P. (1981)** – Essais sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes Mém. C. F. P.*, 16, p-24, 9pl. h-t.
- **LEGRAND P. (1985)** – Lower Paleozoic rocks of Algeria. In : Lower Paleozoic of north-west and west cebtral africa. (C.h. Hollande ed.), John Wiley et sons, 52-84.
- **LINDSAY J.F., PRIOR D.B., and COLEMAN J.M (1984)** – Distributary-mouth bar development and rôle of sumarine landslides in delta-gowth. South pass, Mississippi delta. *Bull. A.A.P.G.*, 68(11), pp. 1732-1743.
- **LI G., TANG Z., YUE S., ZHUNG K., and WEI H. ( 2001)** – Sedimentation in the shear front off the Yellow River mouth. *Continental Shelf Researsch* 21 (6-7), pp. 607-625.
- **LOMBARD A. (1952)** – Les rythmes sédimentaires de la sédimentation générale. *Revue Inst. Fr. Pétr.*, Paris, Vol. VIII, n°sp., pp. 9-45.
- **LOMBARD A. (1953)** – Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. *Rev.Ins. Fran. Petr. Ann. Combust. Liquides*. France, 8, pp. 9-45.
- **LOMBARD A. (1956)** – Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson éd.* Paris, pp 1-427, 89 fig.

- **LOMBARD A. (1972)** – Séries sédimentaires. Genèse. Evolution. *Masson éd.*, Pris, pp.1-427, 89 fig.

**M**

- **MASSA D.COMBAZ A. & MANDERSSCHEID G. (1965)** – Observations sur les séries siluro-dévonniennes des confins algéro-marocains du sud. *Notes et mémoires, n°8.*
- **MENCHIKOFF N. (1930)** – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VII, 2, p.139.
- **MENCHIKOFF N. (1934)** - Sur la présence du Famennien à Céphalopodes à Ben Zireg (Sud Oranais) *C. R. S. G. F.*, n° 8, p.106.
- **MENCHIKOFF N. (1936)** - Etudes géologiques sur les confins Algéro-marocains du Sud. *Bull. S.G.F*, 5 série, t.6, p.131-148.
- **MILLOT G. (1964)** - géologie des argiles, altération, sédimentologie et géochimie. Masson. (éds.).Pris.
- **MILLOT G. (1967)** - Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires. *Sédimentology*, 8.67. pp.259-280
- **MOUNJI D. (1995)** - Pétrogenèse des monticules Kess-kess Dévoniens de Hamar-Lakhdad, Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Maroc. *Thés. maîtrise , univ. Laval.*Québec, 91p.(non publiée).
- **MOUNJI D. (1999)** – Les plate formes carbonatées dévoniennes du Tafilalt-Maider, Anti-Atlas oriental, Maroc : Sédimentologie, Diagenèse et potentiel pétrolifère. *Thés. Ph.D. Univ. Laval*, Québec.p.299 pl. 18, fig. 38, tab. 23.

**O**

- **OUALI MEHADJI A. (2004)** - Les Brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur- Eifélien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-occidental, Algérie) Marqueur évènemental de la transgression fini-emsienne (Paléontologie, Biostratigraphie, Taphonomie et environnements sédimentaires). *Th. Doct. Univ. Oran*, p. 229. pl3.

**P**

- **PAREYN C. (1961)** - Les massifs carbonifères du Sahara Sud oranais. Stratigraphie et tectonique T1.n°1 édit. *Cent. Nat. Rech. SC.* , Paris, 362p, 180 fig.
- **PARIS F., BOUMENDJEL K., MORZADEC P. et PLUSQUELLEC Y.(1997)** - Système chronostratigraphique du dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. géol. Nord, 5(2ème Série)*,p. 117-121
- **POIMEUR H. (1906)**- Essai d'une carte de la région Guir- Zousfana. Notice sur la composition et la nature des étages distingués. *B.S.G.F.*, (4), t. VI, P.724-728.
- **PERRODON (1951)** - Etude des confins Algéro-marocains au Nord de Bechar. Rapport de mission, pp 1-9.12pl
- **POSTMA G. (1984)**- Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12., pp. 27-30.
- **PRIOR D.B., and COLMAN J.M. (1978)** – Submarine landslides on the Mississippi River delta- Front slope. *Geoscience and man, school of Geosciences*. Louisiana state University, Baton rouge, 19, pp.41-53.

**S**

- **SACAL. ,1963)**- **Microfaciés du Paléozoïque Saharien**. Notes et Memoires. *Comp. Fr. Pétr.* Paris, n°6 p 40.
- **SELLY R.C. (1970)** - Dipmeter and log motifs in North Sea submarine-fan sands. *Am. Asoc. Pet. Geol. Bull.*, 63, pp. 905-917.
- **SIMPSON E.L. (1987)**- Sedimentology and tectonic implantations of the Proterozoic and Early Cambrien chilhowee Group in Southern and central Virginia. *Ph.D. Disert, Blacksbug, V.A, Virginia palytech.Inst and State Univ*, 298.P
- **SIMPSON E.L. et ERIKSSON K.A. (1990)**- Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Verginia : An exemple of the early history of passive margin. *Journ. Sediment. Pétrol.*,Vol.60, n°1, pp. 84-100.
- **SOUALHINE S., TEJERA DE LEÓN J. et HOEPFFNER C. (2003)**- Les faciès sédimentaires carbonifères de Tisdafine (Anti-Atlas oriental) : Remplissage deltaïque d'un bassin en « pull-apart » sur la bordure méridionale de l'Accident sud-atlasique. *Bull. l'Inst. Scientifique*, Rabat, sect. Terre, 2003, n° 25,pp. 31-41.

**T**

- **TEICHERT C. (1958)** – Concept of faciès. *Am. Asso. Petro. Bull.*,42.,pp.2718-2744.

**V**

- **VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITIT T.S. and HARDENBOL J. (1988)** – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In Sea-level Changes- An Integrated approach. SEPM Special Publ.*, n°42, pp. 39-45.
- **VAN WAGONER J. C. MITCHUM R.M. CAMPION K.M. et RAHMANIAN V.D. (1990)**- Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Amr. Asso. petrol. geol. Methods in Exploration Series*, 7, 1-55

**W**

- **WALKER R.G. (1992)**- Faciès, faciès models, and modern stratigraphic concepts. In R.G. Walker et James N.P, *Faciès models : reponse to sea level change. Geol. Asso. Canada*.pp.1-14.
- **WALTER J. (1894)** - *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* Fisher, Jena.
- **WILSON J.L. (1975)**- **Carbonate faciès in géologic history** :*Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin*, 471p.
- **WENDT J., AIGNER T. et .NEUGEBAUER J. (1984)**- Cephalopod limestone deposition on a shalow pelagic ridge : The Tafilalt-Platform (Upper Devonian, Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentology*, Vol.31,pp 601-625.
- **WENDT J. et AIGNER T. (1985)** – Faciès patterns and depositional environments of Paleozoic cephalopod limestones. *Sediment. Géol.*, Vol. 44, pp.263-300.
- **WENDT J. et BELKA Z. (1991)** - Age and depositional environment of Upper Deonian ( Early Frasnian to Early FAMENNIAN° black shales and limestones (Kellwasser Facies) in the Estern Anti-Atlas, Morocco.Vol.25, pp51-90.
- **WENDT J.. (1988)** – Faciés pattern and paléogeography of the middele and late Devonian in the Eastern Anti-Atlas (Morocco) in: *Devonian of the world. Pro. 2nd. Int. Symp . Devonian System, Calgary, Can. Soc. Petr. Geol.*, 467-480.
- **WENDT J.. (1993)** – Steep-Sided carbonate mud mounds in the Middle devonian of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Géoloical Magazine*, Vol. 130,N°1, pp. 51-90.

**Y**

- **YAPAUDJIAN L. (1972)** – Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). *Mém. Bur. Rech. géol. Min.*, Paris, n°77, pp.715-744, 23 fig., XI pl.

## CONCLUSION GENERALE

La structure anticlinale de Ben Zireg se localise dans la région de Nord Béchar qui s'inscrit dans une zone de transition entre le Sahara nord occidental (la marge nord gondwanienne) et le pied méridional de l'Atlas Saharien (les Maghrébides). Elle correspond à une entité complexe d'extension restreinte qui fournit des renseignements capitaux pour la connaissance du Paléozoïque de la zone présaharienne.

Au Dévonien inférieur et moyen, la sédimentation est de type marin avec des différenciations (plate carbonatée distale ou proximale, delta, ...). Elle est matérialisée par un groupe détritique (la formation silico-clastique de Oued el Khoufane) encadré par deux autres carbonatés (la formation carbonatée de Oued el Khoufane, à la base et la formation des trois palmiers, au sommet). L'analyse séquentielle et la sédimentologie des faciès sont appliquées à cette série. Ces aspects de sédimentologie moderne fournissent des données nouvelles concernant la dynamique sédimentaire :

Sur le plan biostratigraphique, des fossiles différents permettant d'apporter un âge Praguien moyen à la base des affleurements étudiés. Les trilobites récoltés (détermination de.....) confirment cette attribution, ainsi que le brachiopode qui a été déterminé par Ouali Mehadji qui donne un âge Praguien supérieur

La sédimentologie de faciès a permis de reconstituer les milieux de dépôts ainsi que l'évolution de la plate forme carbonatée : vingt (20) faciès reconnus ont été répartis en deux domaines paléogéographiques majeurs :

- Un domaine de la plate forme distale où les faciès les plus ouverts sont dominés par des sédiments fins, parfois marneux ;
- Un domaine de plate forme proximale où dominent des faciès silico-clastiques dans un environnement de prodelta.

L'enchaînement vertical des différents faciès a permis de distinguer des séquences d'ordres différents et limitées par des discontinuités de nature variée : surfaces à terriers horizontaux, microsillons d'érosion, surfaces à granules de fer, joints, diastèmes, changement lithologique, une variation importante dans la courbe d'évolution des microfaciès, brusque changement lithologique par un saut de faciès (passage d'une plate-forme distale à une plate forme proximale ou d'une plate-forme carbonatée à un prodelta,..), rides de courant,...

La courbe évolutive des faciès a permis de mettre en évidence trois (3) discontinuités, délimitant deux séquences : La première séquence présente un passage vertical de faciès de plate forme distal vers des faciès prodeltaïques, au sommet. La seconde séquence débute par un approfondissement des milieux (faciès de transgression) et évolue rapidement dans des milieux de plate-forme distale. Cette séquence est interrompue par un période de baisse eustatique qui coïncide avec le retour aux conditions prodeltaïques, puis le retour au conditions d'approfondissement qui persiste jusqu'au Dévonien supérieur.

# CONTEXTE GENERAL DE LA STRUCTURE DE BEN ZIREG

## I. Introduction

Le secteur d'étude se rapporte à la structure de Ben Zireg, entité géologique d'extension restreinte située dans la zone de transition entre le Sahara algérien nord occidental et le pied méridional de l'Atlas Saharien.

Le présent chapitre est réservé à une investigation bibliographique, permettant de rappeler les grands traits généraux de l'anticlinal de Ben Zireg.

## II. Cadre géographique de la structure de Ben Zireg

La structure de Ben Zireg appartient au domaine géographique présaharien. Elle se situe à environ 60 km au Nord-Est du chef lieu Bechar et montre une altitude moyenne qui varie entre 780 et 950 m. Les limites du périmètre d'étude sont les suivantes (**Fig.1, 2,3**) :

- Au Nord, la route nationale N° 6 et le chemin de fer reliant Béchar à Naâma ;
- Au Nord-Ouest, la localité connue communément Ben Zireg et Djebel Antar ;
- A l'Est, le lieu dénommé Ras Lahrach ;
- Au Sud-Est, la plaine de Djedida ;
- Au Sud-Ouest, la bordure septentrionale du Djebel Bechar (Djebel Madjouz).

## III. Contexte géologique de la structure de Ben Zireg

La structure de Ben Zireg montre un intérêt capital dans la reconstitution paléogéographique du Sahara algérien nord occidental, au Paléozoïque comme au Secondaire. Il s'agit d'un anticlinal paléozoïque qui affleure à la faveur d'une boutonnière ouverte en « V » et s'ennoie vers l'Est sous la couverture secondaire échancrée par une fenêtre quadrangulaire et coincée entre le massif récifal du Djebel Antar et le bord septentrional du Djebel Béchar (**Fig.4**). La couverture secondaire sub-tabulaire joue, ici, le même rôle morphologique tenu par la Hamada du Guir, d'âge néogène, dans la région de la Saoura, (Pareyn, 1961).

La structure de Ben Zireg est constituée par un empilement de terrains, sur plusieurs milliers de mètres, allant du Cambrien au Crétacé. Elle est affectée par l'orogénèse hercynienne et reprise par l'orogénèse alpine (Pareyn, 1961).

### III.1. Le Paléozoïque (Fig.5)

Le centre de l'anticlinal de Ben Zireg est constitué par des séries tendres du Cambro-Ordovicien, du Silurien et du Dévonien inférieur. Il est évidé par Oued Khoufane et ses affluents dont l'un, parmi eux, l'Oued des trois palmiers qui permet de lever la meilleure coupe de la série paléozoïque.

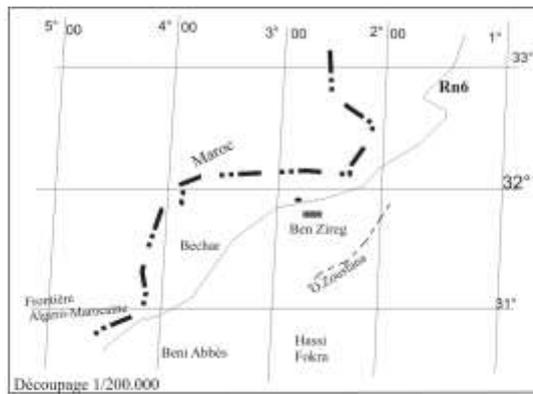


Fig.1: Localisation de la région de Ben Zireg (Découpage 1/200.000)



Fig. 2 :Photo satellite de la région de Ben Zireg (Google Earth)



Fig. 3: Situation géographique de la région de Ben Zireg (Extrait de la carte topographique 1/200.000 , feuille de Ben zireg)

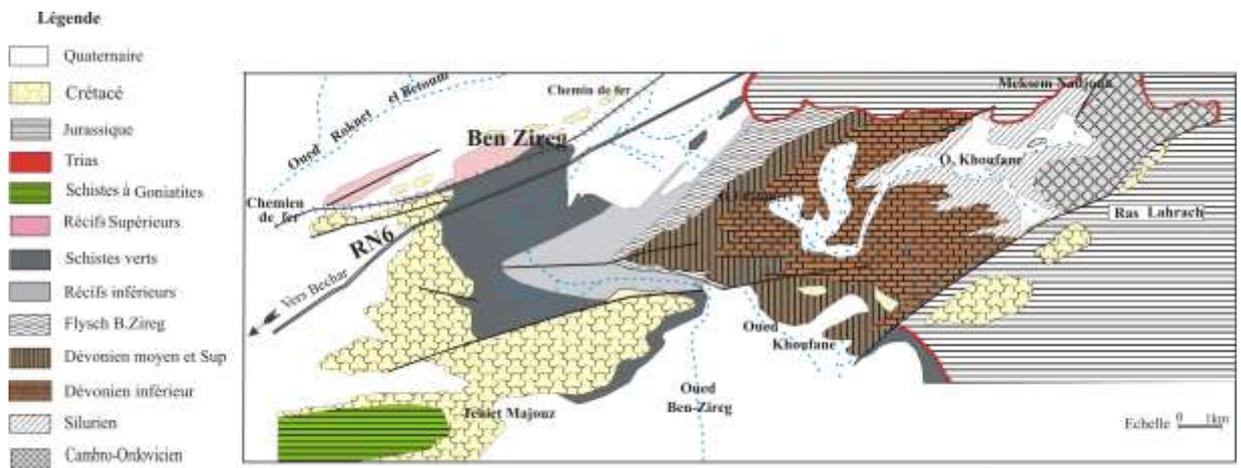


Fig. 4 ; Carte géologique de la structure de Ben-Zireg (D'après Pareyn, 1961)

Seul le cœur cambro-ordovicien émerge en une masse sombre dans l'angle orientale de boutonnière. Vers l'Ouest, une dépression est intercalée par quatre ceintures emboîtées : les trois premières ceintures correspondent au Dévonien moyen, au Dévonien supérieur et au flysch de Ben Zireg où on a de spectaculaires contournements à l'Ouest de l'Oued des trois palmiers, entraînés par des replis internes vigoureux dans les niveaux inférieurs qui offrent la courbure anticlinale ; la quatrième ceinture des récifs inférieurs témoigne d'une parfaite régularité.

D'après Pareyn (1961), la coupe la plus complète du Paléozoïque inférieur est établie en deux tronçons : dans la dépression interne de Oued Khoufane et dans le défilé de l'Oued des trois palmiers (**Fig.5**).

### III.1.1. Le Cambro-Ordovicien

Dans la partie orientale de l'anticlinal de Ben Zireg affleure une série argilo-gréseuse (de 300 à 400m) découverte pour la première fois par Borroco et Germain en 1950 (*in* Massa, 1965). Au sein de cette série, attribuée au Cambro-Ordovicien, Pareyn (1961) a distingué les unités suivantes :

- Une unité inférieure monotone formée essentiellement des schistes gréseux verdâtres à intercalations de bancs gréseux et de nombreux filons de quartzites.

- Une unité médiane composée d'une alternance grésoschisteuse à quelques passées arkosiques ou microconglomératiques.

- Une unité supérieure à dominante schisteuse et admettant des bancs gréseux à stratifications entrecroisées.

La base de cette série, qui englobe le Cambro-Ordovicien, est masquée par la couverture mésozoïque de sorte qu'il est impossible de savoir si cette série repose, comme à Bou Kais et Talzaza, sur un horizon volcanique inférieur. Cette série s'achève par un banc métrique de grès quartzitiques correspondant à la limite avec le Silurien fossilifère.

Au sein de ces assises détritiques, Pareyn (1961) a récolté de nombreux débris fossilifères. Leur comparaison avec la série de Meksem el Arich, où le Cambro-Ordovicien offre une puissance de 2300m.

### III.1.2. Le Silurien

Le Silurien est bien visible entre les reliefs ordoviciens et les premiers escarpements de l'Emsien sus-jacent (Massa *et al*, 1965). Il se reconnaît aisément, grâce à la couleur sombre (grise voire noire en profondeur) de ses argiles fossilifères à graptolites.

Dans la série silurienne, trois unités lithostratigraphiques ont été définies par Pareyn (1961) et confirmées par Massa *et al* (1965) :

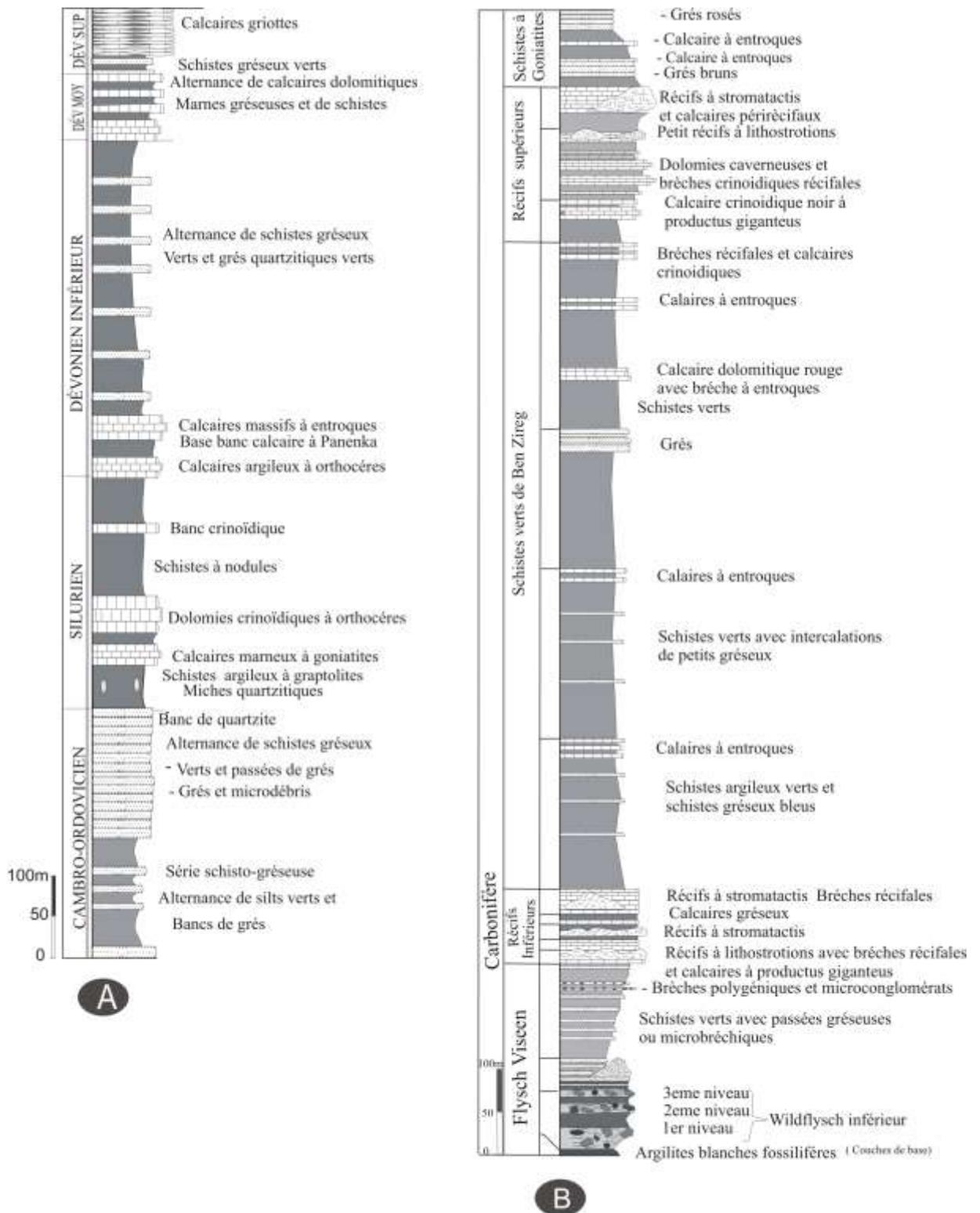


Fig.5 : La succession lithologique du Paléozoïque de Ben Zireg (Pareyn,1961)

A - Cambrien à Dévonien

B - Carbonifère

- Une unité inférieure de 70 à 80m d'épaisseur, composée d'argiles fossilifères à graptolites, feuilletées et de teinte gris violacée. Quelques lits à petits nodules ferrugineux et des plaquettes plus indurées d'argiles siliceuses en interrompant la monotonie (Massa *et al.* 1965).

- Une unité médiane comportant deux barres calcaires séparées entre elles par une passée argileuse (ampélites traçantes noirs), chargée de miches calcaires : la barre inférieure est composée de bancs marno-calcaires à encrines et orthocères, séparés par de fines passées schisteuses ; la barre supérieure présente l'apparence des calcaires griottes, la dolomitisation accentue cette ressemblance et donne à ces dalles une teinte rouge ou saumon.

Dans cette unité, Massa *et al.* (1965) ont récolté quelques microfaunes de radiolaires, d'ostracodes, et une abondante macrofaune d'orthocères, de trilobites (Dalmanitides) et d'encrines. Le tiers supérieur de cette unité renferme d'abondants *Monograptus*.

- Une unité supérieure, d'épaisseur dépassant 160m, correspond à une série homogène d'argiles feuilletées, bleues ou jaunes, à plaquettes siliceuses plus ou moins noduleuses, riches en graptolites et en longues tiges d'encrines intactes. Cette unité s'achève par une sédimentation monotone de schistes-cartons (Pareyn, 1961).

### III.1.3. Le Dévonien

Le Dévonien est matérialisé par des séries calcaire-schisto-gréseuses passant, vers le sommet, à des calcaires griottes très riches en céphalopodes et en bivalves, mais dépourvues de brachiopodes. Ces terrains paraissent être en parfaite continuité de sédimentation avec les schistes du Silurien. Flamand (1911) a cité des fossiles dévoniens, récoltés par les officiers du poste militaire de Ben Zireg. D'après Pareyn (1961), les trois étages du Dévonien (730m d'épaisseur) sont représentés, chacun renfermant une puissante barre calcaire qui forme corniche et niveau repère :

- **Le Dévonien inférieur (530m)**

Il est composé par une corniche repère (85m) correspondant aux calcaires de l'Oued Khoufane (Pareyn, 1961 ; Massa *et al.*, 1965), attribuées stratigraphiquement à l'Emsien inférieur. Il s'agit, au sens de Pareyn (1961), d'une double barre :

**a-** une barre de calcaires argileux feuilletés, plus ou moins gréseux et renfermant une abondante faune d'orthocères.

**b-** une barre de calcaires crinoïdiques massifs, débutant par une dalle repère couverte de larges lamellibranches (*Panenka*, *Kralowna*). Pareyn a récolté des trilobites (*Phacops sp.* *Bronteus sp.*), des orthocères et des ptéropodes. Massa *et al.* (1965) ont cités une importante faune de gastéropodes (*Bellerophon sp.*, *Pleurotomaria sp.*), des lamellibranches (*Ctenodonta* ou *Nucula*, *Panenka* ou *Praecardium*), de brachiopodes (*Nucleospira*), de céphalopodes (*Hamarilopora*), d'échinodermes (*Eucystis sp.* et *Tiaracrinus soyei*, déterminés par Lemaître), des fragments de *Machaeracanthus*, de poissons (*Ichthyodorulite*, déterminé par Lehman), de trilobites (*Phacops (ph)*) eg.

*fecundus*, *Phacops (ph) fecundus degener*, *Eocryphops ternieri*, *Crotalocephalus gibbus* ; déterminés par Pillet), des conodontes (*Icriodus woschmidti-latericrescens*, *Icr.latericrescens-latericrescens*, *Icriodus latericrescens-bilatericrescens*).

Au dessus de cette corniche calcaire se développe une épaisse série argilo-gréseuse (« talus argilo-silteux » de Pareyn, 1961) attribuée stratigraphiquement à l'Emsien supérieur (Massa *et al.* 1965).

- **Le Dévonien moyen** (100 à 160m)

Il correspond aux calcaires médians (Pareyn, 1961 ; Massa *et al.*, 1965) qui représentent la deuxième ceinture de la structure anticlinale de Ben Zireg. Il est matérialisé par une masse hétérogène de calcaires dolomitiques, de marnes calcaires, de calcaires argileux noirs et de calcaires gréseux ou graveleux qui prennent parfois un aspect griotte. Ces différents faciès sont intercalés souvent par des schistes aciculaires verts (Pareyn, 1961). L'attribution stratigraphique de ces dépôts a été confirmée par la présence d'une abondante faune d'*Agoniatites* et d'*Anarcestes* citée par Menchikoff (1936), d'ostracodes (*Polonilla cf. cingulata*, et *Polygia. cf. symmetrica*). L'attribution au Givétien, de ces dépôts, est confirmée grâce à l'analogie lithologique avec le faciès que l'on retrouva aussi au Tafilalt et la bonne association de conodontes (*Hindeodella deflecta*, *Azarkodia eg rularis-congesta*, *Polygnathus varca*,...).

Les calcaires argilo-dolomitiques fins verdâtres ou gris noirs sont surmontés par des calcaires tachetés dits sub-griottes (Massa *et al.*, 1965).

- **Le Dévonien supérieur**

Il correspond à un faciès essentiellement carbonaté, avec quelques épisodes argileux ou gréseux intermittents. Il est représenté par une barre de calcaires griottes, et de calcaires dolomitiques, plissotées et d'épaisseur qui varie entre 90m et 100m. Le Dévonien supérieur débute avec l'apparition du faciès griotte : apparition d'abord timide dans les couches de base où dominant les épisodes argileux. Au sein de ce faciès rougeâtre, Menchikoff (1936) a pu récolter une faune du Frasnien (*Pharciceras*, *Tornoceras*) à la base et une autre faune de goniatites (*Aganides sulcatus*, *Cymaclymenia strita*, *Oxyclymenia undulata*) qui indique le Famennien terminal (zone V). La base du Frasnien est marquée par un niveau ferrugineux semi-métrique retrouvé aussi au Maider. Le Frasnien est peu épais et ne dépasse pas 15 à 20m. L'âge Frasnien supérieur est confirmé, d'après Massa *et al.* (1965) par une abondante faune de conodontes (*Ancyrognathus asymmetrica*, *Ancyrodelle curvata*, *Polygnathus foliata*, *Palmatolepis cf. unicornis* et *Icriodus curvatus*).

Le Frasnien est complet dans le secteur de Ben Zireg et le Tafilalt avec une similitude de faciès, contrairement à ce qui est connu au Maider. Le Famennien est également complet (de la zone II à la zone V, voir VI), (Menchikoff, 1936).

### III.1.3. Le Carbonifère

Le secteur de Ben Zireg, coïncé entre la plate forme récifale de l'Antar-Horreït et la plate forme périrécifale de Djebel Béchar, comporte au-dessus d'un flysch d'âge Viséen inférieur, transgressif sur les calcaires griottes, deux ensembles récifaux entrecoupés par une épaisse sédimentation essentiellement détritique. C'est une série d'une puissance de 3000 m, dont la succession est régie par la subsidence qui s'inscrit dans les premières phases de l'orogénèse hercynienne anti-atlasique (Pareyn, 1961).

Elle est représentée par deux phases de constructions récifales à sédimentation organique implantée dans un fond sédimentaire essentiellement terrigène. Selon Pareyn (1961), la succession de la série carbonifère comprend les étages suivants:

- **La zone de passage** entre les calcaires griottes et le flysch de Ben Zireg correspond à un niveau argileux (0,60m), feuilleté et de couleur blanchâtre. Ces argiles, qui sont tapissées au sommet par une croûte ferrugineuse, renferment des écailles de poissons du groupe des Rhipidistiens (déterminé par Lehman), des trilobites chétif et de petits lamellibranches (*Lithodomus carbonarius*) qui se situent, en Ecosse, à la base du Viséen supérieur (Pareyn, 1961). Il s'agit d'un faciès et une faune qui évoque une vasière littorale très calme.
- **Le flysch de Ben Zireg** (600m) est matérialisé par une série détritique à plusieurs épisodes de Wildflysch.
- **La série des récifs inférieurs** (200m) qui correspond à une alternance de petits récifs à Lithostrotions et de brèches récifales, pris dans des schistes argileux verts.
- **La série des schistes verts de Ben Zireg** est représentée par une unité terrigène qui débute par des schistes ardoisiers bleu et se termine par des schistes verts aciculaires. Ce complexe est entrecoupé par de nombreux horizons calcaires ou gréseux.
- **La série des récifs supérieurs** (300m) est bien représentée au niveau de la gare de Ben Zireg, où domine une cuesta (Barga) à trois corniches de calcaires récifaux superposés les uns sur les autres (calcaires crinoïdiques à polypiers).
- **Les schistes à goniatites de Ben Zireg** (200m) représentent le seul affleurement paléozoïque à Theniet el Madjouz sous la couverture du Crétacé.

### III.2. La couverture mésozoïque

La couverture mésozoïque est représentée dans la partie septentrionale de la structure de Ben Zireg, par des formations triasiques grésos-conglomératiques rouges et par une série marine d'âge jurassique. Vers le Sud ouest, elle est constituée par des terrains crétacés dessinant un large voussoir, s'étale vers l'Ouest, recouvrant, en

discordance angulaire très nette, une vaste étendue de schistes verts qui affleurent jusqu'à la station de chemin de fer. Au Sud, elle est matérialisée par des terrains crétacés.

Au Sud-Est, elle est formée par des terrains jurassiques tachetés par des témoins cénomaniens à la faveur d'un escarpement de faille masquée par des éboulis, et qui se raccorde au-delà de la zone d'épandage des Oueds Khoufane et Ben Zireg, au grand accident hercynien du Theniet el Madjouz.

- **Le Trias et le Jurassique**

Le Trias est constitué par une alternance de conglomérats hétérogènes à énormes blocs de grès quartzites, de couleur rougeâtre avec des lentilles de grès fins, de poudingues consolidés à galets roulés et des marnes rouges à efflorescences salines qui font penser à des dépôts de sebkhas ou au continental intercalaire. Cette sédimentation succède généralement, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion et une discordance angulaire, sur un socle primaire plissé (Mekkaoui, 2001).

Sur le Trias repose, par l'intermédiaire d'un petit conglomérat de base, des calcaires dolomitiques jaunâtres à blanchâtres intercalés, par endroits, par des niveaux détritiques rougeâtres attribués stratigraphiquement au Jurassique.

- **Le Crétacé**

La série crétacée repose par l'intermédiaire d'une discordance angulaire sur le Carbonifère (Pareyn, 1961). Elle est subdivisée en :

- Couches rouges **infra-cénomaniennes** formées essentiellement par des marnes rouges et vertes, lie-de-vin par places.

- **Cénomanien** composé par des bancs de grès quartzites blancs intercalés dans une série marno-gréseuse, une alternance de marnes bariolées et des plaquettes calcaires à gastéropodes et lamellibranches ;

- **Turonien** formé par des dolomies et des calcaires sublithographiques à silex.

- Couches **post-turoniennes** sont représentées par une masse d'argiles gypsifères de couleur rougeâtre.

#### **IV. Aperçu structural de la structure de Ben Zireg**

Les terrains paléozoïques de Ben Zireg forment une structure antiforme de direction atlasique (Est-Ouest), compliquée par des plis métriques à décamétriques témoignent d'un serrage fort. L'ensemble est fracturé par plusieurs branches de la flexure Sud atlasique (Ouverture en queue de cheval à partir de Figuig).

Une importante faille forme la falaise méridionale de la structure de Ben Zireg, masquée par les éboulis, qui se raccorde au-delà de la zone d'épandage d'Oued Khoufane et Ben Zireg au grand accident hercynien du Theniet el Madjouz accident qui a joué au cours de l'orogénèse alpine (Pareyn, 1961).

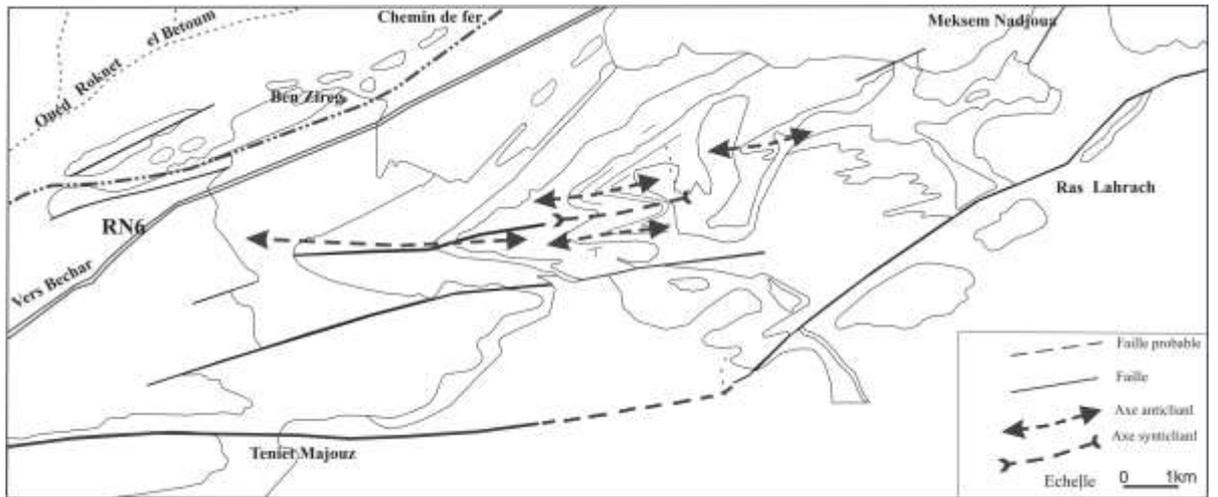


Fig. 6 : Aperçu structural de la structure de Ben-Zireg (Pareyn, 1961, modifié)

## V. Climat et orographie de la région d'étude

La région de Ben Zireg est marquée par un climat continental aride (été chaud et hiver rigoureusement froid), avec une large variation de température de  $-6^{\circ}$  à  $42^{\circ}$  C. Les vents dominants sont généralement de direction NE-SW. En été, les vents les plus fréquents sont ceux à provenance méridionale. Dans cette portion du Sud-Ouest algérien, les précipitations sont peu abondantes (parfois absentes) et irrégulières, souvent brèves, mais de forte intensité engendrant occasionnant de violentes crues.

Cette région s'intègre dans le bassin versant de Oued Zousfana. Elle est caractérisée par la présence de nombreux Oueds telsque Oued Khoufane et ses affluents et Oued Ben Zireg.

## VI. Historique des recherches

La plate-forme saharienne et en particulier la région de Béchar ont fait l'objet de nombreuses études. Dans cette partie, nous exposons brièvement l'historique des travaux géologiques qui se rapportent à la région de Ben Zireg et les régions limitrophes. Nous distinguerons schématiquement deux périodes reflétant des préoccupations et des orientations légèrement différentes.

### VI. 1. La période des études régionales

Cette période couvre la première moitié du XX<sup>ème</sup> Siècle, Elle s'étend plus particulièrement des années 1900 à 1980 et correspond, surtout, à des études dans le cadre des monographies régionales. A cette époque, on voit s'établir des synthèses de plus en plus précises des connaissances sur la région Béchar et sur le Sahara. D'une façon générale, une nouvelle ère s'amorça avec les compagnies pétrolières et minières avec la mise en œuvre progressive des moyens modernes : le développement du réseau routier ; la réalisation de la couverture photographique aérienne ; une spéciation plus marquée des études géologiques et des travaux de cartographie géologique. Cette période a été marquée également par quelques travaux de reconnaissance stratigraphique des terrains paléozoïques. Elle est illustrée par de véritables pionniers de la géologie du Sud oranais qui ont établi les grands traits stratigraphiques et structuraux du Paléozoïque du Sahara algérien. Ces chercheurs, sans aucun doute, Poirmeur (1906), Flamand (1900-1911), Menchikoff (1930-1945), Pareyn (1950-1961) et Legrand (1962-1985).

En 1906, dans un essai de cartographie de la région Guir-Zousfana, Poirmeur présenta les affleurements dévoniens dans la structure de Ben Zireg. En 1911, dans sa thèse intitulée « Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie, les monts des ksour et sur le Sahara », l'explorateur du Sahara Flamand rapporte les affleurements du socle au Dévonien sur la base d'une collections, de trilobites et d'orthocères, récoltée par le capitaine de Lamothe chef du détachement qui opérait le lever topographique entre Ben Zireg, la Zousfana et Fendi.

Quelques années plus tard, Menchikoff (1934) annonce dans un compte rendu d'académie des sciences, la présence du Famennien à céphalopodes dans la structure anticlinale de Ben Zireg. L'auteur signala, en 1936, que la série dinantienne repose partout en apparente concordance sur le Dévonien supérieur. Il annonce également l'existence d'une série de schistes gothlondiens à graptolites. Menchikoff subdivisa le Dévonien d'oued Khoufane en quatre parties (calcaires de Oued Khoufane, séries schisto gréseuse, calcaires moyens, calcaires supérieurs).

A partir des années 1950, le Sahara algérien nord-occidental a été le siège des travaux de nombreuses compagnies et sociétés minières ainsi que pétrolière, citions à titre d'exemple la Société de Recherche et d'Exploitation du Pétrole en Algérie (S.N-REPAL), la Compagnie Française du Pétrole (CFP), la Société Nationale de Recherche Minière (SNRM), l'Office Nationale de la Recherche Géologique et Minière (ORGM).

Parmi les géologues de la S.N-REPAL, Borocco, Germain et Perrodon à qui l'on doit l'attribution au Cambro-Ordovicien des séries argilo-gréseuses formant le cœur de Ben Zireg, ainsi que les premières indications sur la lithologie et la puissance du Silurien et du Dévonien de Ben Zireg. D'une façon générale, la S.N-REPAL a étudié les confins algéro-marocains mais la plus part de ses rapports sont restés inédits.

En 1951, Perrodon (de la société S.N-REPAL) a présenté une étude stratigraphique et lithologique des terrains paléozoïques dans le quadrilatère dessiné par Djebel Grouz au nord, Antar et Horreit au Sud, Tibalicine à l'Ouest et Meksem el Aris à l'Est. Cette étude a été annexée par une carte géologique au 1/200.000 et une note explicative présentant la région de Ben Zireg.

Entre 1963 et 1965, dans le cadre des recherches géologiques dans la région de l'Oued Namous (à l'Est de Béchar), la compagnie française de pétrole en Algérie a réalisé des études dans le Sahara algéro-marocain. Dans ce programme, le secteur de Ben Zireg (Djebel Grouz et Meksem el Arich) a été prospecté par Massa, Combaz et Poueyto. L'étude de la macrofaune récoltée était assurée par plusieurs spécialistes (Melle, Le Maître et Petter).

On peut dire que dès cette période, une vue synthétique des principaux problèmes stratigraphiques était obtenue grâce à un remarquable travail d'époque. La découverte du champ de Hassi Messaoud, dans les assises du Cambro-Ordovicien, a élargi les horizons des recherches et des études stratigraphiques. Les travaux de Pareyn (1961), Legrand (1962 ; 1967 ; 1968 et 1981) et Arbey (1962), Beuf *et al* (1969 ; 1971) en Algérie ainsi que ceux de Hollard (1963-1967) au Maroc, font autorité.

Pareyn, 1955- publia une note sur le Flysch viséen de Ben Zireg qui représente la base du carbonifère. Dans sa thèse intitulée « Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais » (1961), l'auteur présente un chapitre sur l'anticlinal de Ben Zireg : une coupe synthétique dès le Combro-Ordovicien au Crétacé, une carte géologique de l'anticlinal de Ben Zireg et une autre du Djebel Bechar.

En 1976, J. Fabre présenta un ouvrage intitulé (« Introduction à la géologie du Sahara ») de synthèse sur l'histoire géologique du Sahara. Il donne une vision globale sur les événements survenus au Sahara algérien depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire. Dans cet ouvrage, l'auteur présenta la géologie de Ben Zireg au Dévonien et au Carbonifère.

## **VI. 2. La période des études de pointe**

En 1981, Alberti présenta une publication sur le Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg. C'est grâce à une étude biostratigraphique fine, fondée sur la répartition des trilobites et tentaculites, que l'auteur prouva la continuité des dépôts du Dévonien inférieur, du Lochkovien à l'Emsien.

A travers ce rappel historique ressort que la structure de Ben Zireg n'a bénéficié que des explorations dans un contexte régional.

# ETAT DE CONNAISSANCES SUR LE DEVONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DES REGIONS LIMITOPHES

## I. Introduction

Pour mieux cerner la géologie de notre secteur d'étude (Ben Zireg) et pour mieux montrer les équivalents latéraux des différentes unités lithostratigraphiques étudiées, nous proposons de présenter un aperçu sur les dépôts du Dévonien inférieur et moyen, des régions limitrophes.

Les séries des dépôts du Dévonien inférieur et moyen sont connues dans les massifs du confins algéro-marocains du Sud (la bordure méridionale du djebel Grouz, Mader Mahjib, Soltane el Betoum), la chaîne de l'Ougarta et à l'Est de l'Anti-Atlas. Elles sont traversées sur le rive gauche de la Zousfana par les sondages (Meharez el kebir et Oued Rharbi) (Fig.7).

Nous proposons de les repérer par rapport au secteur de Ben Zireg (Nord et Sud).

## II. Au Nord de Ben Zireg (Les massifs des confins algéro-marocains du Sud) (Fig.8, Fig.9)

Les massifs des confins algéro - marocains du Sud sont représentés par Djebel Antar et Horriet et la bordure méridionale du Dj Grouz qui constituent la bordure septentrionale du bassin de Bechar (les points les plus septentrionaux du Sahara Nord occidental). Ils appartiennent au domaine présaharien Pareyn, 1961. Entre le Sahara et l'Atlas saharien.

Sur le plan tectonique, la limite entre ces domaines est moins évidente, car ils sont compris entre deux branches de la flexure saharienne. Les ramifications des accidents tectoniques et la complexité structurale de cette région conduit à une hétérogénéité sédimentaire d'une même unité géologique et paléogéographique.

### II.1. La bordure méridionale du Djebel Grouz (Fig.8, Fig.9)

Il s'agit d'un étroit liséré d'affleurements paléozoïques qui reposent sous la falaise jurassique du Grouz par l'intermédiaire d'un conglomérat sur la série rouge rapportée au trias, et étudié pour la première fois par Clariond, Leca et Termier (1933). Ces affleurements du Paléozoïque sont représentés par un complexe schisteux renfermant quelques rares intercalations calcaires (Menchikoff, 1936). Cette bande est orientée E-W de 6 à 10 Km de large (parallèle à la direction des plis atlasiques) au Nord du Djebel Antar et au Sud de la bordure méridionale du Djebel Grouz. De l'Ouest à l'Est, on peut distinguer les affleurements de Hassi Diab, de Theniet El Haidoura et de Theniet Ghénamma où les dépôts dévoniens s'étalent depuis l'Emsien jusqu'au Famennien supérieur (Massa et al. 1965).

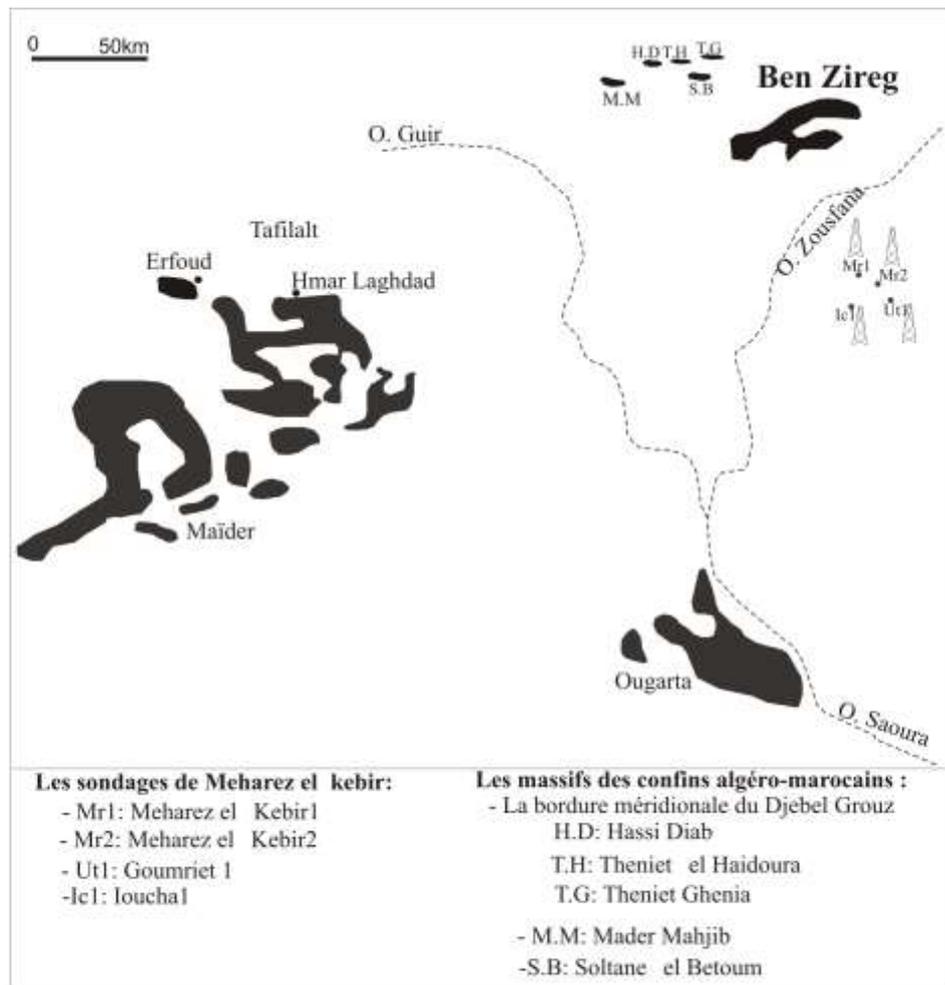


Fig. 7: Position des séries dévoniennes au Sahara algérien Nord occidental et au Anti-Atlas oriental Marocain

### **II.1.1. Theniet Ghénamma**

Dans cette région, les affleurements du Dévonien se localisent surtout dans la prolongation septentrionale des escarpements du Meksem el Arich, où la tectonique, très complexe, est matérialisée par un système de failles particulièrement compliqué.

La série sédimentaire, attribuée au Dévonien inférieur et moyen, dans cette région comprend (Perrodon, 1951) :

- **Dévonien inférieur** : Il est composé essentiellement par des niveaux calcaires (calcaires gréseux, calcaires noduleux et grumeleux) identiques à ceux observés dans la région de Ben Zireg. En 1965, Massa *et al.* ont découvert l'Emsien qui a livré des trilobites, des bivalves et quelques tertracoralliaires écrasés.
- **Dévonien moyen** : Il correspond à une alternance d'argiles verte aciculaire et de calcaires massifs ou grumeleux, prenant parfois un aspect griotte, souvent dolomitique ou finement gréseux. L'Eifelien, le Frasnien et le Famennien ont été mis en évidence par les travaux de Menchikof et Clariond (1933 et 1936).

Les faciès argileux se développent au dépend des calcaires. L'ensemble s'amincit par rapport à la région de Ben Zireg (Perrodon, 1951).

### **II.1.2. Theniet El Haidoura**

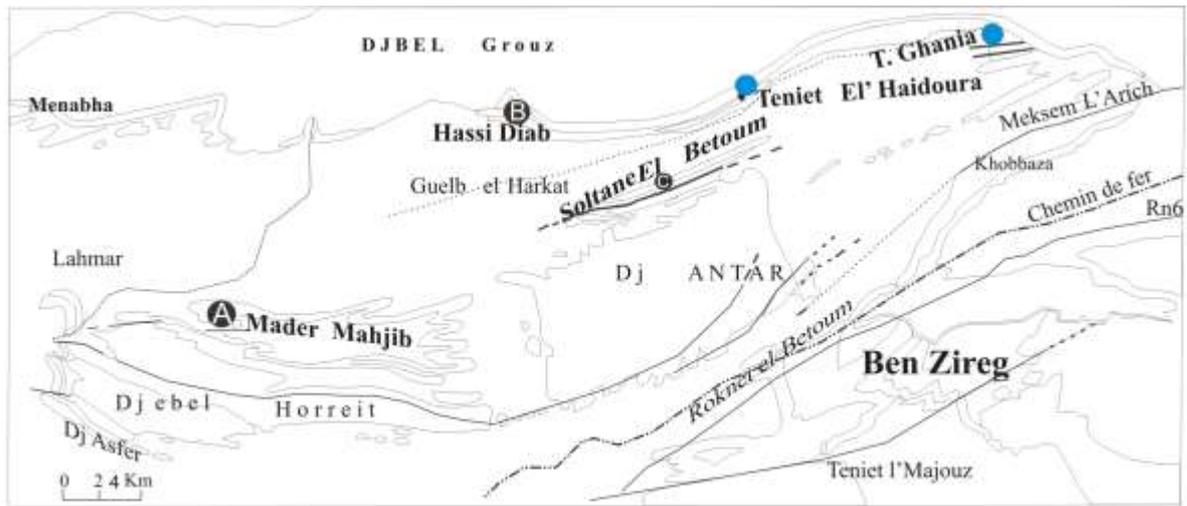
Dans cette localité, le Dévonien inférieur est pratiquement absent. A l'Ouest de Theniet el Haidoura, sous la cote 1514, Menchikoff a recueilli dans une des lentilles calcaires, au milieu des argiles vertes aciculaires, des lamellibranches (*Kralwna sp*, *Panenka sp*) et un *Anarcestes* du Dévonien moyen. Le Dévonien supérieur est vraisemblablement représenté par des argiles verte aciculaires à lentilles calcaires où Menchikoff signala une riche faune du Famennien supérieur, comprenant notamment : *Cymaclymenia striata*, *Oxyclymenia undulata*, *Gonioclymenia*, *Agonides*, *Wede Kinodoceras*.

### **II.1.3. Hassi Diab**

Les couches du Dévonien sont essentiellement terrigènes. Les calcaires griottes n'apparaissent plus que sous la forme de quelques bancs de calcaire brun, et le contact entre les argiles du Dévonien et les argiles carbonifères se voit mal, On ne peut les différencier que grâce à la présence de lentilles de calcaire fossilifère (Menchikoff, 1936) ou grâce à l'existence d'une zone altérée (Pareyn, 1961).

D'après Perrodon (1951), le Dévonien inférieur et moyen montre la succession suivante:

- **Dévonien inférieur** : Il correspond à une lacune. En 1951, Perrodon a signalé que Le Dévonien moyen du Hassi Diab repose directement sur le Silurien. Il est probable qu'une partie du Dévonien inférieure soit présente (au moins le sommet du Praguien) comme à Ben Zireg.



**Mader Mahjib (A)**

**Hassi Diab (B)**

**Soltane el Betoum (C)**

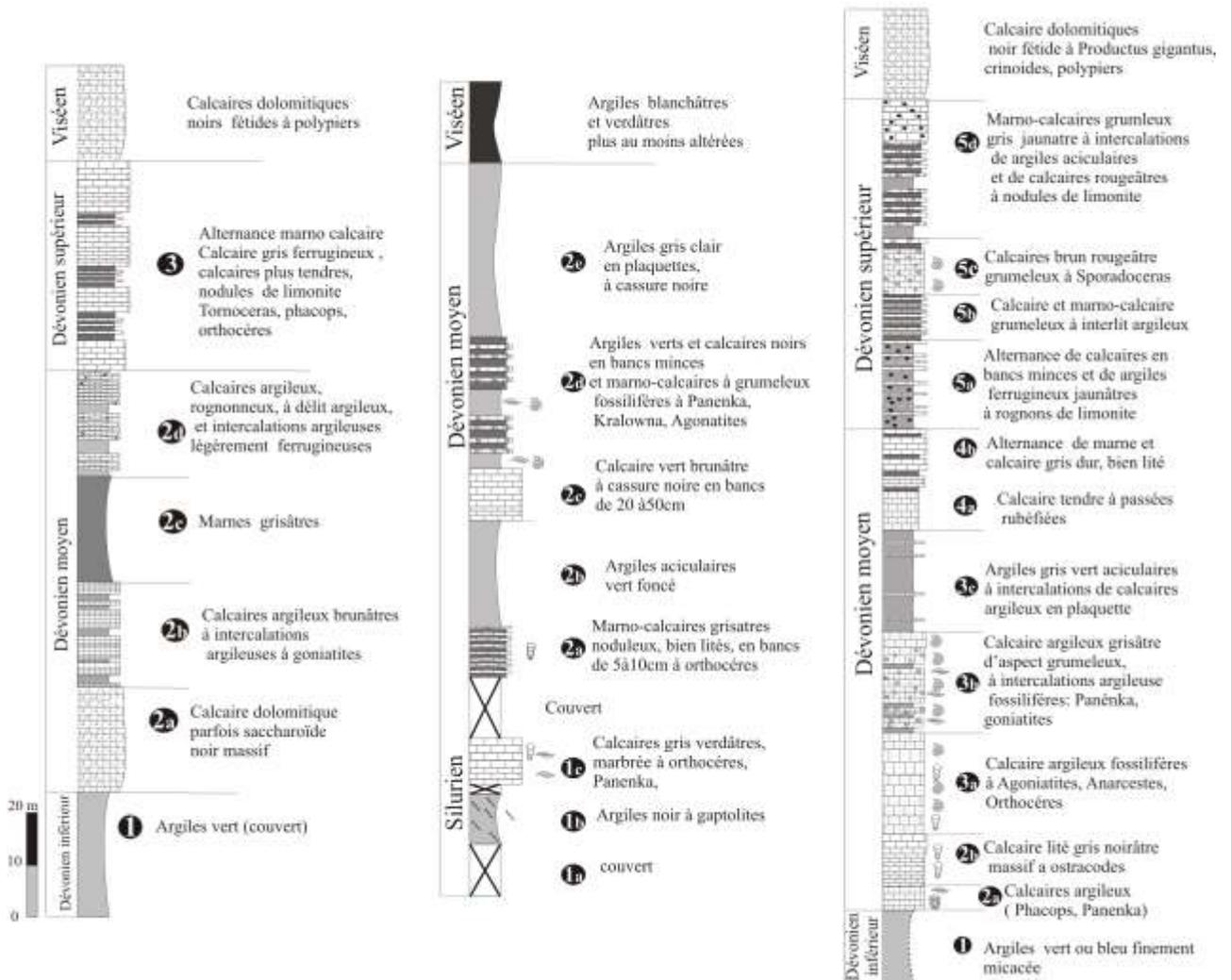


Fig.8 : Les affleurements dévoniens des massifs des confins algéro-marocains du Sud (Perrodon, 1951)

- **Dévonien moyen** : Il est représenté par une alternance d'argiles verte aciculaire, des calcaires gris et de marno-calcaires noduleux, bien lités et en bancs minces. Les calcaires sont riches en *Kralwna*, *Panenka*, Orthocères (Clariond, Leca et Termier ,1933 ; Perredon, 1951). En 1936, Menchikoff a pu récolté des *Anarcestes* et des *Agoniatites*.

## II.2. Soltane el Betoum (Fig.8, Fig.9)

Soltane el Betoum (émissaire septentrional de Dj Antar) correspond à un anticlinal évidé, étroit et allongé, sur 15 km dont les flancs se dressent suivant deux murailles parallèles hautes d'une vingtaine de mètres et dont la terminaison périclinale est presque faite à l'Est comme à l'Ouest (Pareyn, 1961) : l'une eifélienne affleurant sporadiquement au cœur de la structure et surtout à la terminaison périclinale ouest. Elle est représentée par des calcaires gris noir à orthocères et des calcaires argileux avec intercalations de griottes renferment *Anarcestes* ; l'autre carbonifère formant la ceinture principale externe, représentée par une barre calcaire dolomitique de couleur noir ; entre les deux barres existent d'autres couches tendres et fossilifères.

L'existence du Dévonien dans l'axe de l'étroit anticlinal de Soltane el Betoum a été signalé par Clariond, Leca et Termier (1933) qui ont reconnu l'étage eifélien (*Anarcestes* cf. *lateseptatus*, *Submautilus*, *Tabuloides*, *Paneka*, *Phacops*, *Pinacites jugleri*, *Anarcestes*). Les travaux paléontologiques de (Kloug, 2002) sur les goniatites montrent que *A. Latesptus* et *P.jugleri* ne coexistent pas ensemble. Cette faune couvre l' Emsien supérieur et la base de l'Eifélein. Menchikoff (1936) a attribué les calcaires grumeleux voisins des griottes au Famennien supérieur par des formes caractéristique (*Cymaclymenia striata*, *Oxyclymenia undulata*, *Agonides cf.Sulcatus*).

Selon Perredon (1951), la succession d'âge dévonien de Soltane el Betoum est comme suite (Fig. 8) :

- **Dévonien inférieur** Il est formé par 14 m d'argiles de couleur vert ou bleu et finement micacée.
- **Dévonien moyen** : Il présente une épaisseur d'environ 91.5 m. Il est composé par une alternance calcaires lités gris noirâtre massifs à orthocères, des calcaires argileux fossilifères et des calcaires argileux grisâtre d'aspect grumeleux, à délit schisteux et fossilifères (*Panenka*, goniatites et orthocères ). Leur sommet comprend des argiles grise aciculaire à intercalations de calcaires argileux en plaquettes et des calcaires durs, de couleur grise, et bien lité avec des intercalations de marno-calcaires.

## II. 3. Mader el Mahjib (Fig.8, Fig.9)

El Mahjib (émissaire septentrional de Horriet) est présenté par une série de replis anticlinaux intacts ou crevés, émergé dans des dépôts quaternaires de la plaine. Une barre rocheuse unique isolée dans une formation argileuse est responsable de ces replis en accordéon, on la voit s'envoyer, en apparente discordance sous l'avancée occidentale du Dj Horriet. Cette disposition est d'origine tectonique et non stratigraphique (Pareyn ,1961).



L'anticlinal du Mader el Mahjib qui est homologue de celui de Soltane el Betoum et l'existence du Dévonien a été révélée sous son flanc nord. Il est particulièrement bien représenté à l'extrémité occidentale du pli (Menchikof, 1936).

Cette coupe, étudiée par Perrodon (1951), montre la succession suivante:

- **Dévonien inférieur** : Il est essentiellement argileux mais couvert par le quaternaire ;
- **Dévonien moyen** : Il correspond à une série semblable à celle de Soltane el Betoum. Elle comprend à deux bancs nets de calcaire, gris noirâtre plus ou moins dolomitique, bien lités et séparés par un ensemble de calcaires argileux, grumeleux, à délit argileux ou en plaquettes et d'argiles verte aciculaire, avec *Anarcestes latesptatus* et *Agoniatites*. Menchikof (1936) signala, en outre, des *Beloceras* eiféliens ;

## II. 4. Synthèse

Le Dévonien dans les massifs des confins algéro-marocain du Sud débute par une épaisse série argileuse légèrement détritique à sa base, Une sédimentation argilo carbonatée s'établit ensuite pendant tout le dévonien moyen et supérieur. Cependant, des aires de sédimentation différente s'esquissent suivant des lignes grossièrement Est-Ouest. Les calcaires griottes de Ben Zireg passent au Nord de l'Antar à une série schisto-calcaire. Sur la bordure Sud du Grouz, le passage aux schistes verts à lentilles calcaires témoigne d'un approfondissement de la mer vers le Nord.

## III. Au Sud de Ben Zireg

### III.1. Les forages de SNREPAL

Ces forages sont réalisés par la société nationale de recherche pétrolière d'Algérie sur la rive gauche de la Zousfana dans le cadre de la reconnaissance de l'extension éventuelle et la nature des grés du Dévonien, ainsi que l'intérêt pétrolier du Combro-Ordovicien et le complexe récifale du Carbonifère.

#### III. 1.1. Les forages de la région de Meharez el Kebir (Mr1, Mr2, Ut1, Ic1)

##### III. 1.1.1. Le forage de Meharez n° 1 (Mr1)

Les coordonnées géographiques de ce forage sont :

X : 1° 38' 37'' 5 W, Y : 31° 13' 52'' 8 N.

Ce dernier a débuté dans les alluvions du Mio-Pliocène, et a été arrêté dans des quartzites du Cambro-Ordovicien, à une profondeur finale de 1373 m. Sous le Carbonifère on passe directement dans l'Emsien inférieur. On n'a observé aucune zone d'altération entre les deux étages (une lacune du Dévonien moyen et supérieur).

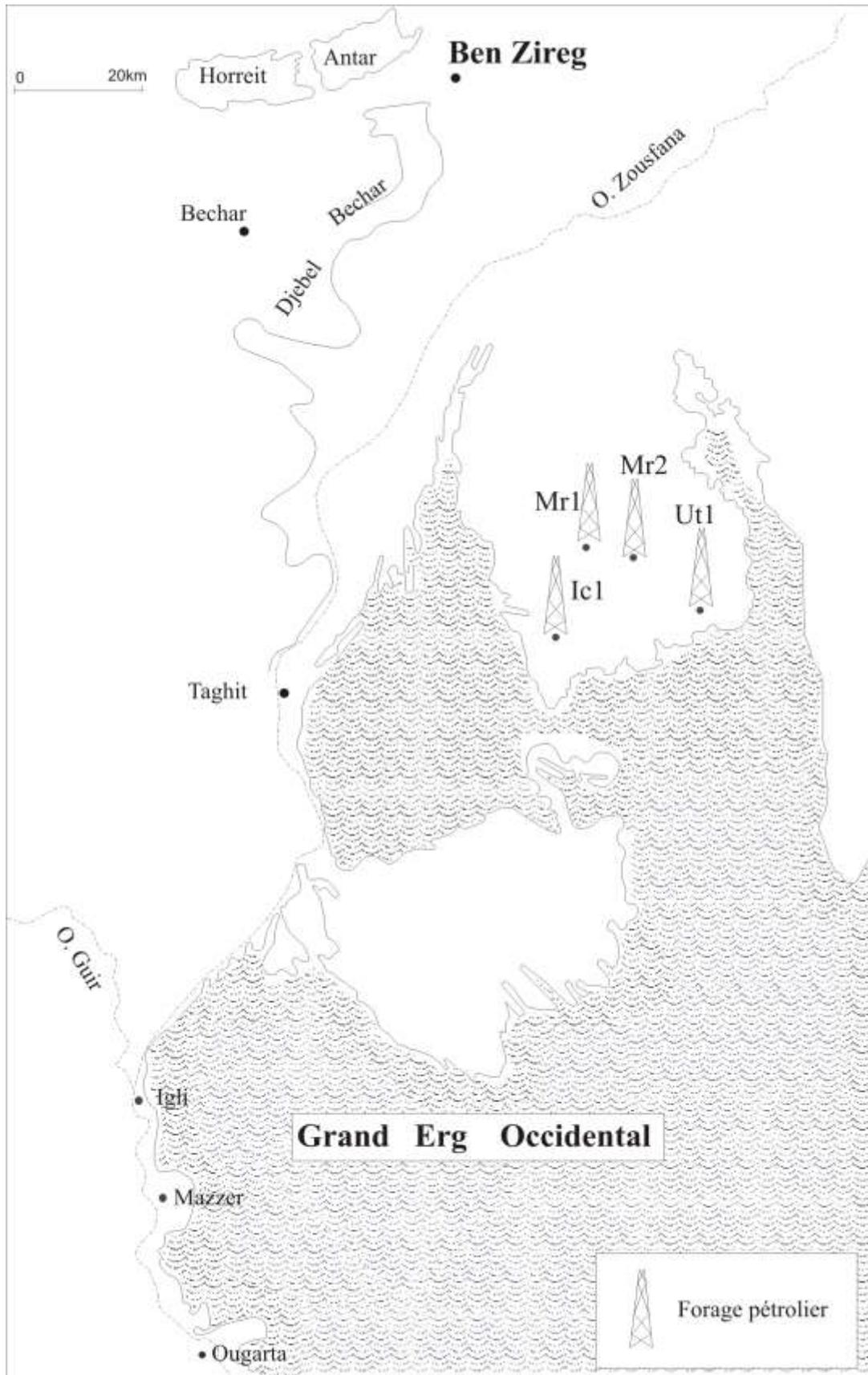


Fig.10: Localisation des forages de Meharez el Kebir

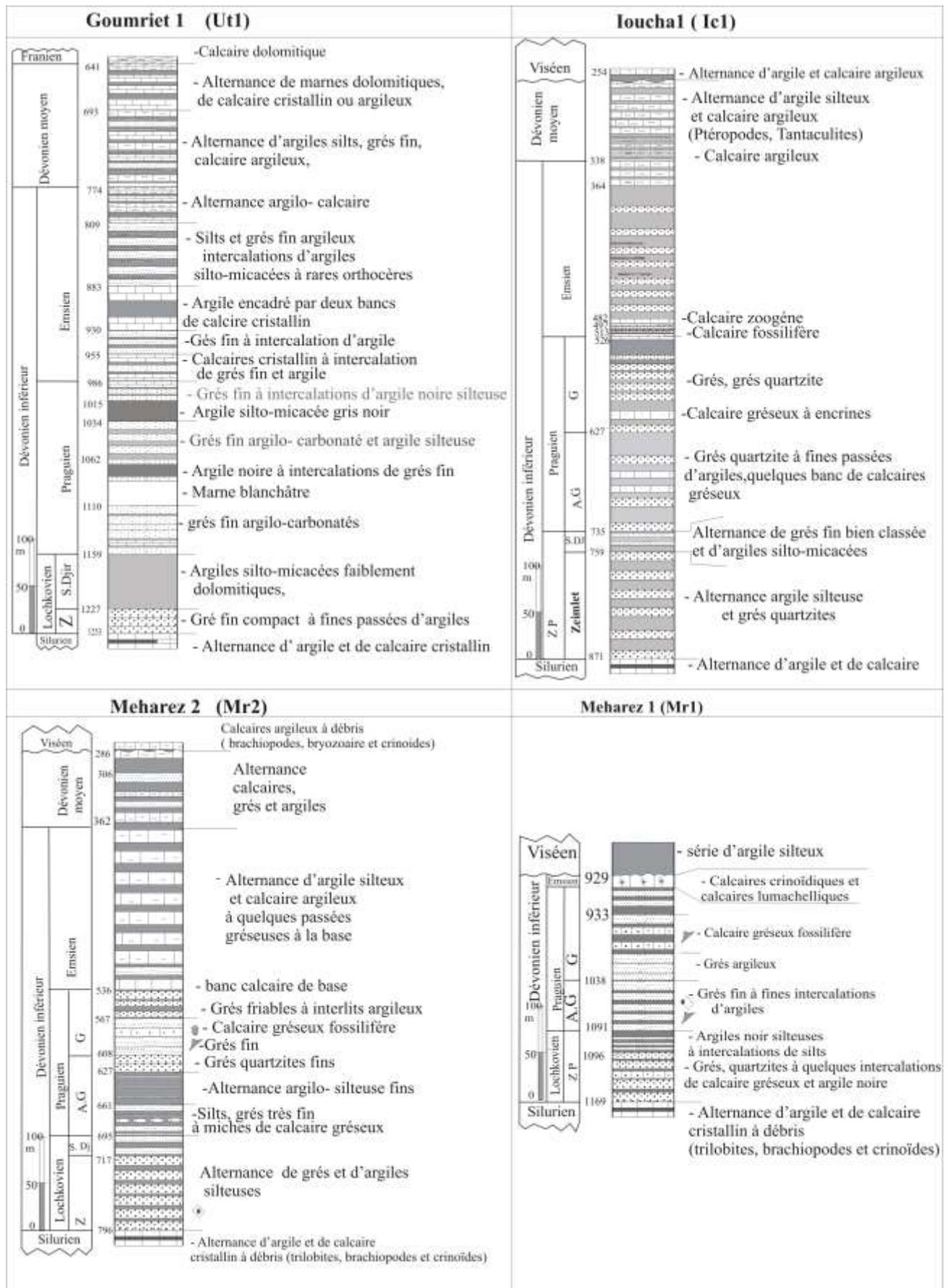


Fig.11 : Le Dévonien inférieur et moyen des forages de Meharez Kebir

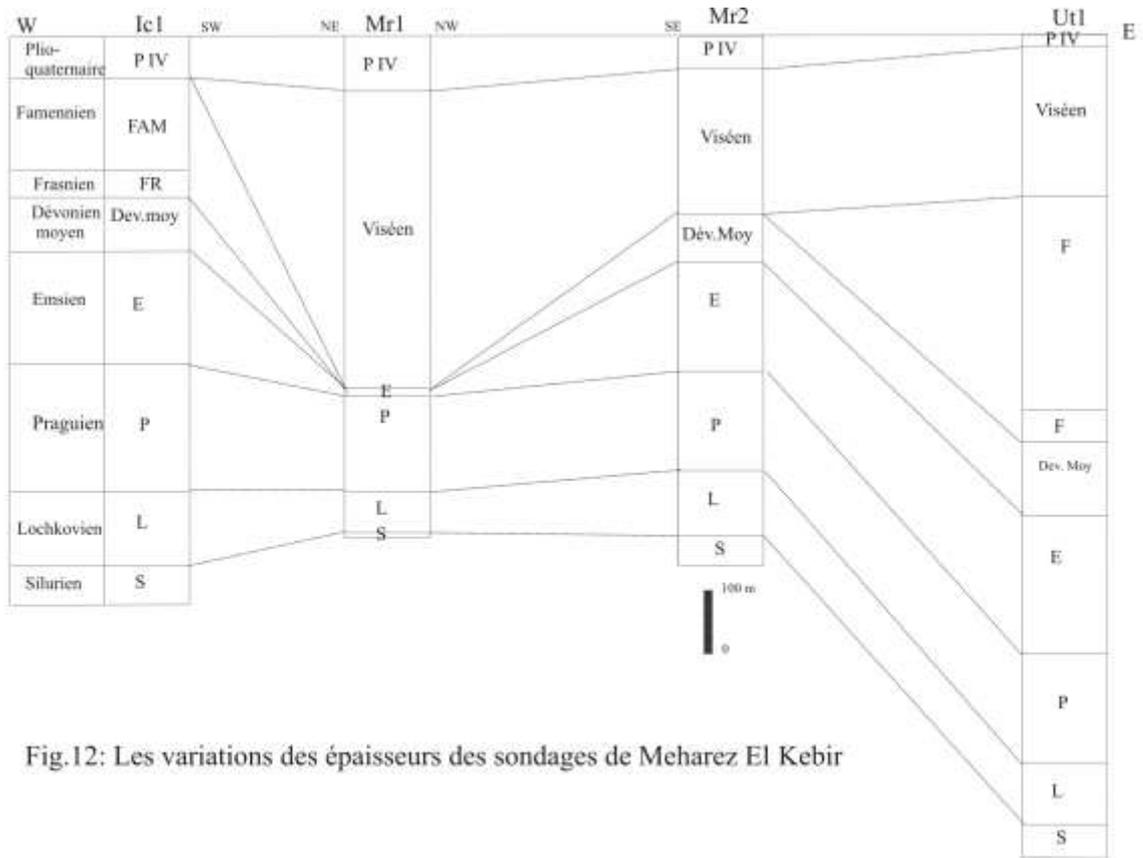


Fig.12: Les variations des épaisseurs des sondages de Meharez El Kebir

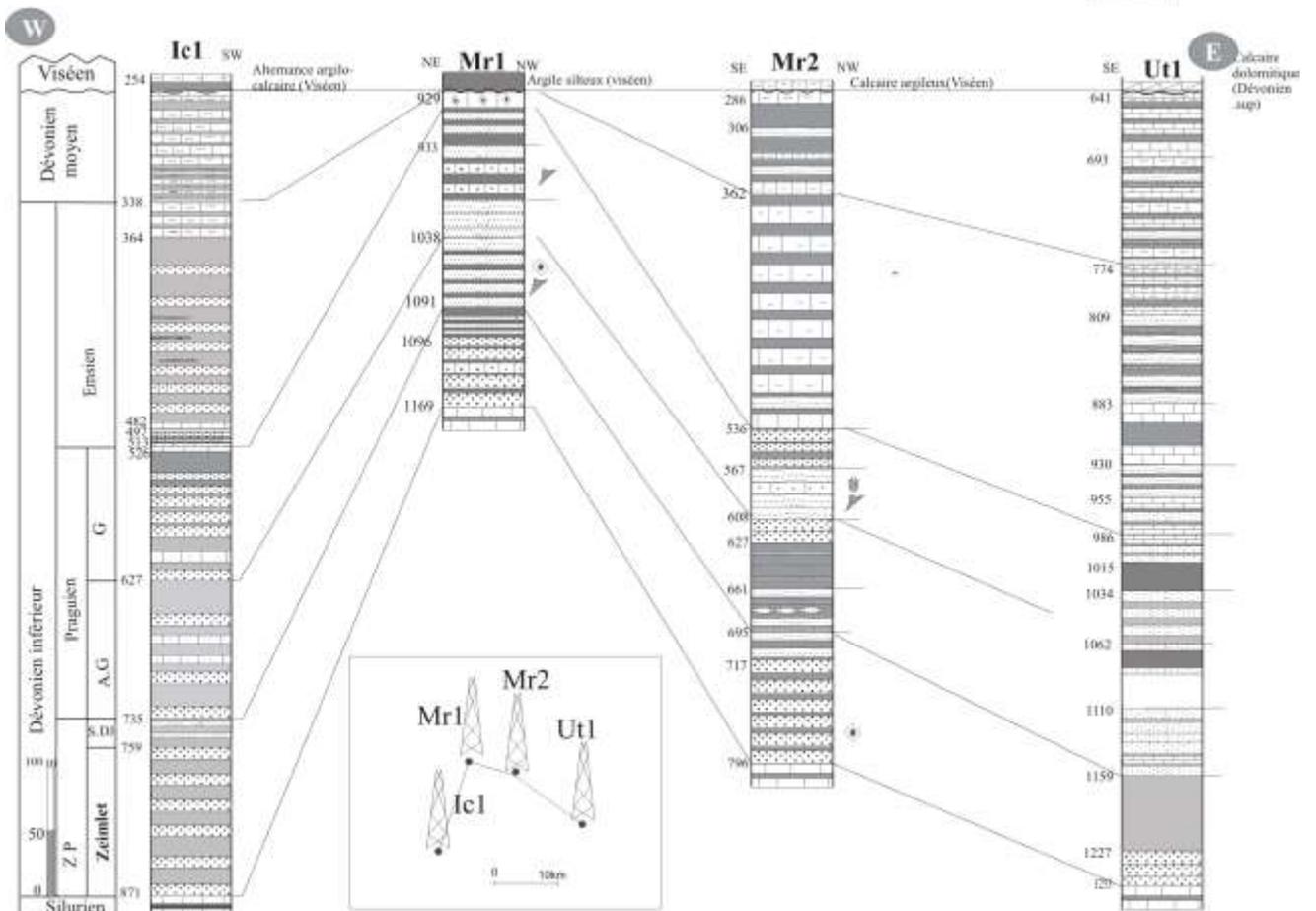


Fig 13: Corrélation de la succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de la région de Meharez (SNREPAL)

**Dévonien inférieur : 240 m (1169 - 929 m)**

- **Lochkovien** : il est plus gréseux. Vers les environs de 1169 m, il s'agit d'une série constituée de grès quartzites fins (73 m) très semblables à la formation de Zeimlet.

De plus en plus vers le haut (1096 - 1091 m), il s'agit d'une mince couche d'argile légèrement silteuse (3 m) qui a été assimilée à la formation de « Saheb el Djir » de la Saoura. Aucune faune ni microfaune n'a été recueilli dans cette couche.

- **Praguien** : il présente une épaisseur d'environ 151 m (1091 – 924 m) peut être

Subdiviser en deux parties :

**Praguien argilo-gréseux**, qui montre une épaisseur de 53 m (1091 - 1038 m) environ, est formé par une masse de grès fins à fines intercalations d'argiles à quelques intercalations des miches calcaires ;

**Praguien gréseux** : il est de 96 m (1038 m -942m) d'épaisseur. Il est constitué principalement de grès fin. On peut y distinguer au sommet une zone argileuse à niveaux de grés, en sa partie centrale une zone riche en bancs calcaires, et à la base une zone de grès argileux. Les niveaux gréseux recèlent de nombreux débris à tests carbonatés (ostracodes, crinoïdes, brachiopodes, polypiers), ainsi que de nombreuses oolites de chlorite. Certaines passées ont fourni une macrofaune du Praguien supérieur au niveau 988 m et 1003 m.

- **Emsien inférieur** : il montre une épaisseur de 13 m (942 m - 929 m) environ, il est constitué essentiellement par une barre de calcaire légèrement sableuse à débris de crinoïdes, de brachiopodes, de bryozoaires, de polypiers, de ptéropodes ou plus rarement de trilobites ou d'ostracodes. Dans les trois mètres de la base, il s'agit d'oolites brunes et de débris phosphatés. Ces niveaux ont fourni une association de faune qui ressemble à celle trouvée à la base de l'Emsien dans la Saoura.

Par ailleurs, on peut conclure que l'Emsien est profondément érodé. Le Lochkovien et le **Praguien** sont presque entièrement gréseux et sont moins épais que dans les forages de l'Oued Rharbi.

**III. 1.1.2. Le forage de Meharez n°2 (Mr2) :**

Les coordonnées géographiques sont : X : 1° 33' 51'' W , Y : 31° 11' 43'' N

Le forage (Mr2) a débuté dans le Plio-quatenaire et a été arrêté dans les quartzites du sommet de l'ordovicien à une profondeur de 2127 m.

La série dévonienne est érodée (lacune du Dévonien supérieur), elle commence par le Givétien et présente une épaisseur d'environ 941 m (286m - 796 m), où le Dévonien inférieur et moyen présentent une puissance de 510 m, et peut être scindé comme suit :

## Dévonien inférieur :

- **Lochkovien (la zone de passage)** : c'est une série argilo-gréseuse corrélée assez bien électriquement avec ses homologues de Mr1 et Ic1 ; elle est un peu plus épaisse (13m) et plus argileuse qu'à Mr1. On y distingue :

**Formation du Zeimlet** de 796 à 717m (épaisseur 79m) : une alternance argilo-gréseuse à quelques débris de crinoïdes, parfois pyritisés

**Formation du Saheb el Djir** de 717 à 695m (épaisseur 22m) : un ensemble d'argiles silteuses légèrement micacées et de calcaires en alternance avec des grès fins, gris brun, très argileux, admettant une passée médiocre de grès fin blanc.

- **Praguien** : il correspond à une série gréseuse, épaisse de 159 m (695 - 536 m), apparaissant sous la dalle calcaire de l'Emsien. Il comporte deux ensembles qui se corréleront électriquement assez bien avec les formations homologues de Mr1 :

**Praguien argilo gréseux** : environ 87 m (695 - 608 m) d'épaisseur ; il est plus épais qu'à Mr1 (34 m de plus) avec un terme plus argileux supplémentaire dans la partie médiane. Il est composé par : 34 m (695 - 661 m) de silts à ciment argilo-calcaire, de grès très fin compact et quelques minces passées d'argiles noires silteuses et micacées ; 34 m (661 - 627 m) de silts fin noir bien classé, à abondant ciment argileux en alternance avec des argiles silteuses micacées ; et 19 m (627 - 608 m) de grès quartzites fins pratiquement identiques pétrographiquement à ceux de la base du Praguien gréseux.

**Praguien gréseux** : il offre une épaisseur d'environ 72 m (608 - 536 m), il correspond à un ensemble assez homogène de grès fin et bien classé, à ciment argilo-carbonaté (dolomie et calcite) ou parfois carbonaté et à rares débris. Il admet de petites intercalations de calcaires gréseux à débris blanchâtres, microcristallins. Les débris zoogènes proviennent de crinoïdes, de brachiopodes, d'ostracodes, de trilobites, et de bryozoaires. Vers le haut (608 - 567 m), apparaissent des grès (**41 m**) compacts, fin et bien classé. Vers le sommet (567 - 536 m), apparaissent des grès (31 m) friable à ciment argilo-carbonaté en alternance avec des minces interlis argileux. L'argile est souvent bitumineuse et accompagnée de pyrite.

L'ensemble de cette série comporte également quelques minces intercalations (miches) de calcaires gréseux à débris zoogènes (crinoïdes).

-**Emsien** : il correspond à une série de 174 m (536 - 362 m) d'épaisseur. Il est constitué par des argiles silteuses à bancs calcaires et admettant à la base des passées gréseuses. Les argiles sont silteuses à grains de quartz. Les calcaires sont à ciment argileux parfois microcristallin ; le banc de base est constitué par un calcaire cristallin zoogène légèrement argilo-gréseux. On peut facilement corréler, par les diagraphies, ces formations avec celles des forages Mr1, Ic1 et Ut 1 où différents niveaux ont révélé des brachiopodes et des trilobites datés avec certitude de l'Emsien ou du Siegenien supérieur. La limite inférieure a été fixée au mur d'un banc calcaire caractérisé électriquement.

### Dévonien moyen :

Le sommet du Dévonien moyen a été placé entre 286 et 310 m. Il est daté par l'association des Pteropodites à styliolines avec une macrofaune du Givetien supérieur, présent dans l'ensemble du Sahara au sommet du Dévonien moyen.

A la cote 364 m, il s'agit des trilobites (*Phacops fecundus*, *phacops.cf potreari* et *Asteropyge mesocristata*) qui caractérisent l'Eifelien inférieur de la Saoura (Emsien supérieur actuellement).

Le Dévonien moyen correspond à une alternance d'argiles, de grès et de calcaires, épaisse de 76 m (362 - 286 m) d'épaisseur. Les calcaires sont généralement argilo-silteux. Ils contiennent de nombreux débris de gastéropodes, de trilobites, de bryozoaires et d'Encrines associées à des quelques styliolines et ostracodes.

Les argiles sont silteuses et légèrement carbonatées. On retrouve un faciès à peu près semblable dans les coupes de la Saoura, mais avec des grès plus argileux et une épaisseur moindre.

#### III. 1.1.3. Le forage de Goumriet N°1 (Ut1) :

Les coordonnées géographiques de ce forage sont :

X : 1° 28' 07 " 2 W ; Y : 31° 06' 33" 4 N ;

Le forage (Ut1) a débuté dans la croûte calcaire du Quaternaire et arrêté dans les quartzites de l'ordovicien à la côte 1329 m.

La série dévonienne est à peu près complète, elle présente une épaisseur d'environ 1028 m (1253m - 225 m), où le Dévonien inférieur et moyen présentent une épaisseur de 612 m, et comprend :

**Dévonien inférieur** : il présente une épaisseur de 479 m (1253 - 774 m) et peut distinguer :

- **Lochkovien** : c'est une série de 94 m d'épaisseur (1253-1159 m): Elle comprend deux formations :

**Formation du Zeimlet** 26 m (1227-1253) : un ensemble détritique formé de grés fin compact légèrement carbonatés. Il présente de rares et fines passées d'argiles silto-micacées.

**Formation du Saheb el Djir** 68 m (1159m-1227m) : Une masse homogène d'argiles très fortement silto-micacées et faiblement dolomitiques, tendant localement vers un silt argileux.

- **Praguien** : il correspond à un important ensemble détritique de 173 m (1159 - 986 m) de puissance à épisodes argilo-marneux. Il peut comprendre : 49 m (1159m-1110m) de grès fin légèrement argilo-carbonaté et micacés, localement quartzitique et grès fin fortement argilo-micacé et à deux bancs métriques de calcaire cristallin.. 48 m (1110 - 1062 m) de marnes blanchâtres puis argiles silto-micacée à intercalations métriques de grès fins argilo-carbonatés ; 28 m (1062 – 1034 m) de grès fins argilo-carbonatés généralement bien classés avec une passée métrique d'argile silteuse ; 19 m (1034 – 1015 m) d'argiles silto-micacées noire et 29 m (1015 – 986 m) de grès fin argilo-carbonaté, présentant des intercalations d'argile silto-micacée et un banc détritique de calcaire cristallin.

-**Emsien** 212 m (986-744) : il consiste en une alternance de calcaires argileux et de silts formé : de 31 m (986 – 955 m) de calcaires cristallins à films argileux, intercalés de grès fin argilo-carbonaté et argile silteuse ; de 25 m (955 – 930 m) de grès fin gris clair et gris sombre à intercalations d'argiles noire silteuse ; de 47 m (930 - 883 m) d'argiles silto-micacées encadrées par deux bancs métriques de calcaire cristallin ; de 74 m (883 - 809 m) de silts et grès fin argileux et parfois quartzitiques intercalés d'argiles silto-micacées de plus en plus abondantes ; de 35 m (809 – 774 m) de calcaires cristallins ou argileux présentant au sommet quelques passées de silts argileux et à la base des argiles silteuses et des marnes dolomitiques.

**Dévonien moyen** de 133 m d'épaisseur (744 - 641) :

Il s'agit d'une alternance (81 m) de grès fin argilo-carbonaté, des calcaires généralement argileux et quelques fines intercalations d'argiles silto-micacées à brachiopodes (*Spirifer* eg *micronatus*, *Athyris* sp), trilobites (*Phacops*. sp) et des Ostracodes. Cette alternance est surmontée par des marnes dolomitiques (52 m) intercalées par des calcaires cristallins ou argileux et des argiles silteuses.

### III. 1.1.4. Le forage d'Ioucha N°1 (IC1) :

Les coordonnées géographiques sont : X : 1° 39' 01'' 6 W ; Y : 31° 06' 18'' 8 N .

Le forage a débuté sous les dépôts continentaux du Plio-Quaternaire dans les argiles du Famennien, et il a été arrêté à la côte 1091 dans la série des grés et argiles du sommet de l'Ordovicien.

Le forage a mis en évidence une série dévonienne très peu érodée. Elle présente une épaisseur d'environ 803m (68 m-871 m), où le Dévonien inférieur et moyen présentent une épaisseur de 617 m (871-254), et peut être subdivisé comme suit

Les faciès et les épaisseurs sont très voisins de ceux de Mr2. Le Praguien par contre est plus épais qu'à MR1 et Mr2.

**Dévonien inférieur** :

- **Lochkovien** : c'est une série argilo-gréseuse avec une épaisseur de 136 m, dans laquelle on distingue :

**Formation du Zeimlet** de 759 m à 871 m (épaisseur 112m) : c'est une série ou alternant des grès quartzites à ciment généralement carbonaté et des argiles silteuses noires souvent charbonneuses à pyrite abondante.

**Formation du Saheb el Djir** de 735 à 759 m (épaisseur 24m) : c'est une alternance de grès fins bien classés et d'argiles gris-claires silto-micacées.

- **Praguien** : il montre une épaisseur d'environ 209 m (735 - 526 m) et divisé en deux parties :

**Praguien gréseux** montre une puissance d'environ 101m (627-526 m), et se présente comme une série de grès et de grès quartzite à grains de quartz bien classés, à ciment argilo-carbonaté. Ces grès sont intercalés par des lits millimétriques, parfois à nodules aplatis d'argile noire silto-micacée. Les intercalations bancs calcaires sont importantes. Il s'agit souvent des calcaires gréseux et de calcaires microcristallins à débris fossilifères (brachiopodes, orthocères, trilobites).

**Praguien argilo-gréseux** présente une épaisseur de 108 m (735 – 627 m) environ, il est formé par des grès quartzitiques gris clairs, bien classés et compacts à nombreuses et fines passées d'argiles gris sombres ou silto-micacées ;

-**Emsien** : présente une épaisseur de 188 m (526m 338) peut être également subdivisé en plusieurs ensembles lithologiques : 13 m (513 - 526 m) de calcaire cristallin blanc plus ou moins argileux et fossilifère (surtout les trilobites et brachiopodes). La base de l'Emsien a été placée au mur de la deuxième barre calcaire comme à Mr-1 ; 16 m (513 - 497m) d'argiles à quelques passées de silts et de grès fin compact ; 15 m (497 - 482 m) de calcaire zoogène et argile silto-micacée ; 118 m (482 - 364 m) d'argile -silto-micacée grise sombre parfois légèrement carbonaté fines passées de silts et de grès fins. Signalons entre 451 et 456 m une passée de marnes plastiques et de calcaire marneux pulvérulent gris à beige. Cette passée marneuse se retrouve aussi à Mr-2 et à Mr-1 ; 26 m (364 – 338 m) d'argiles silteuses à intercalations de calcaire cristallin argileux, de marnes grises légèrement dolomitiques et de silts blancs compacts. Les niveaux calcaires ont livré des ostracodes, des ptéropodes et des débris de Bryozoaires.

### **Dévonien moyen :**

Il est de 84 m (338 - 254 m) d'épaisseur et composé de : 23 m (338 – 315 m) de silts gris clair compact en alternance avec de minces passées de calcaires silteux à débris zoogènes et d'argiles grises silto-micacées. Les calcaires n'ont livré que des débris de crinoïdes et ptéropodes indéterminables. On peut noter dans les argiles des petites inclusions de pyrite ; 61 m (315 – 254 m) d'alternance d'argiles grises et noires finement silteuses et micacées, de calcaires argileux et de marnes plus ou moins dolomitiques à ptéropodes et tentaculites.

### **III.1. 2. Les forages de l'Oued El Rharbi**

#### **III.1. 2.1. Le forage de l'Oued el Rharbi n° 1 (OR. 1)**

Il a pour coordonnées géographiques : X : 00° 33' 20'' E, Y : 31° 23' 25'' N.

Le forage a débuté dans le Tertiaire continental et achevé dans l'Ordovicien, à une profondeur finale de 3157m.

La série dévonienne présente une épaisseur de 1428 m de (2472 1044) où le Dévonien inférieur et moyen présente 1106 m d'épaisseur. Elle peut montrer :

#### **Dévonien inférieur :**

La partie basale correspond à une série monotone d'argiles silteuses plus ou moins micacées admettant quelques passées de silts et de grès fin. Les niveaux qui se présentent à la côte 2380 m renferment une microfaune variée (Ostracodes et ptéropodes) semblable à celle rencontrée au Dévonien inférieur de Ben Zireg par Massa *et al.* (1965). De plus en plus vers le haut, sur une épaisseur de 332 m (2042 – 1710 m) apparaisse une alternance assez régulière de grès calcaires lumachelliques (entroques, brachiopodes, bryozoaires et ostracodes), de grès fins argileux et d'argiles noires finement micacées. La partie sommitale (1710 - 1602 m) du Dévonien inférieur est composée par des d'argiles silteuses bleu noir à passées de grès fin argileux.

#### **Dévonien moyen :**

Le Dévonien moyen montre une épaisseur d'environ 234 m (1600 - 1366 m) ; il débute par un banc de calcaires à débris d'encrines, microfaciès répandu dans le Dévonien moyen de la Saoura.

De 1366 - 1600 m, il s'agit d'un ensemble assez homogène composé d'argiles indurées bleu-noir pyriteuses et de silts argileux finement micacés.

#### **III.1. 2.2. Le forage de l'Oued el Rharbi (OR. 3)**

Ce forage a pour coordonnées géographiques :

00° 22'47'' 5 E, Y : 31° 25' 53'' 2 N

Il a débuté dans le Tertiaire continental et a été arrêté dans la zone de passage du Dévonien au Silurien à une profondeur finale de 1835m.

Sous la discordance mésozoïque, le sondage est entré directement dans le Dévonien moyen, mettant en évidence une lacune du Dévonien supérieur et de la partie supérieure du Dévonien moyen. L'épaisseur de cette série dévonienne est de 758m.

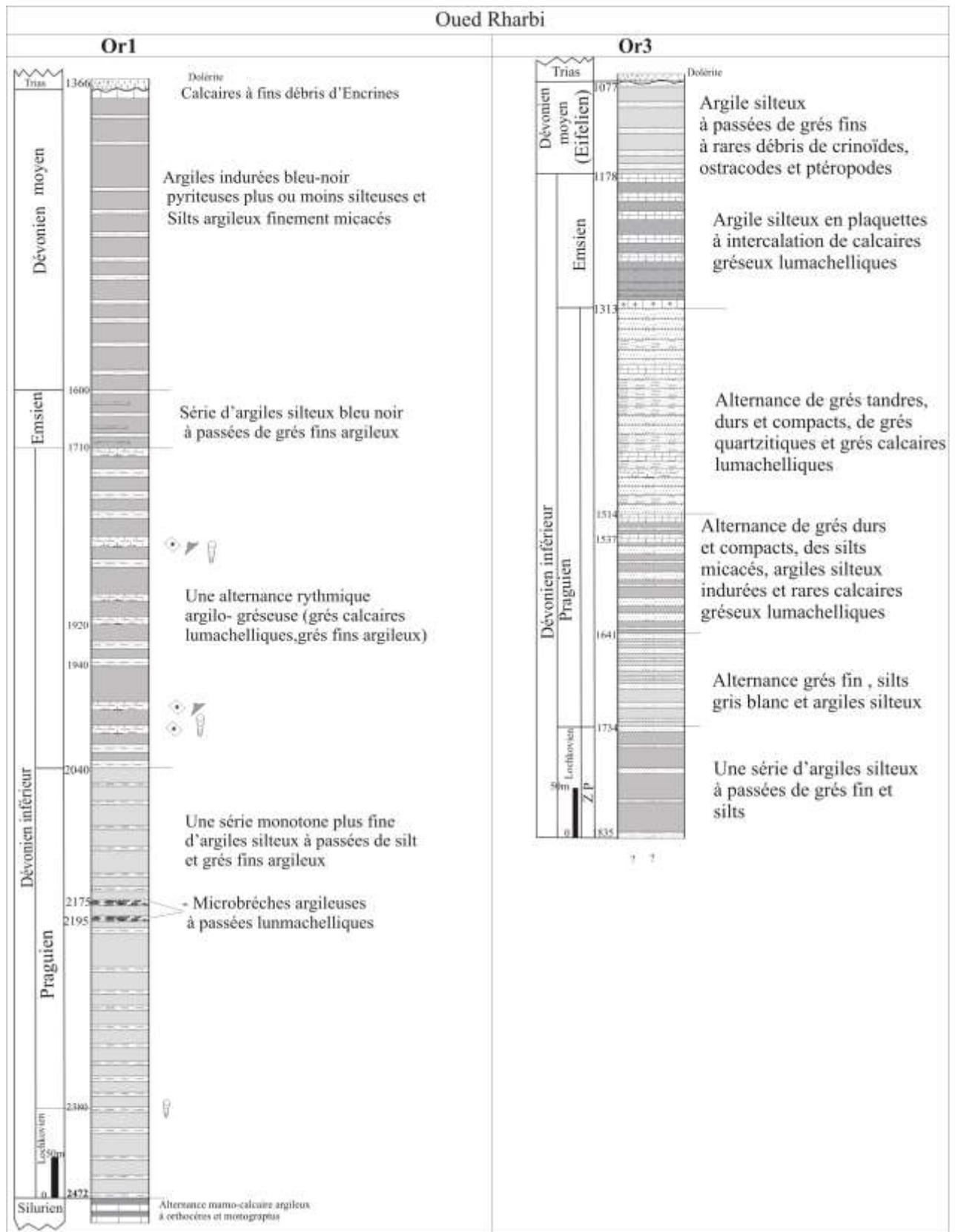


Fig. 14 : La succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de l'Oued le Rharbi

### **Dévonien inférieur :**

- **Lochkovien** (zone de passage du Silurien au Dévonien) correspond à une série de 101 m (1835 – 1734 m) de puissance. Elle est composée, essentiellement, d'argiles silteuses bleu noir micacées admettant des passées de grès fin psamitiques et de silts bleus noirs.

- **Praguien** correspond à une série détritique de 421 m (1734 – 1313 m) de puissance. Il peut être scindé en trois ensemble : le premier ensemble montre une épaisseur d'environ 93 m (1734 m 1641 m), il consiste à une alternance de grès fins, de silts gris blanc tantôt à ciment argileux, tantôt franchement quartzitiques et d'argiles noires silteuses indurées. Un niveau de grès grossiers d'une épaisseur d'un 1 mètre s'intercale dans cette série à la côte 1693m ; Le deuxième ensemble, épais de 127 m (1641 m – 1514 m) environ, correspond à une alternance de grès dur plus ou moins quartzitiques, de silts micacées, d'argiles silteuses indurées et de rares niveaux de calcaires gréseux. Dans ce deuxième ensemble, les intercalations de calcaires gréseux lumachelliques de 1514 m et de 1537 m constituent d'excellents niveaux de corrélation avec les intercalations correspondantes de 1920 m et de 1940 m du Sondage OR1 ; le troisième ensemble est de 202 m (1514 – 1313 m) de puissance, il est représenté par une alternance de grès moyen à fin de grès blanc quartzitique et de quelques niveaux grésocalcaires lumachelliques.

- **Emsien** présente une épaisseur d'environ 135 m (1313 – 1178 m), et correspond à une série argileuse représentée par des argilites silteuses et micacées en plaquettes admettant, vers la partie supérieure, des intercalations de calcaires gréseux lumachelliques et, à la base, un banc d'encrinite largement recristallisée.

**Dévonien moyen** (Eifelien) est représenté par une série d'argilites silteuses de 101 m (1178 – 1077 m) d'épaisseur, à quelques passées de grès fins à rares débris de crinoïdes, ostracodes et ptéropodes.

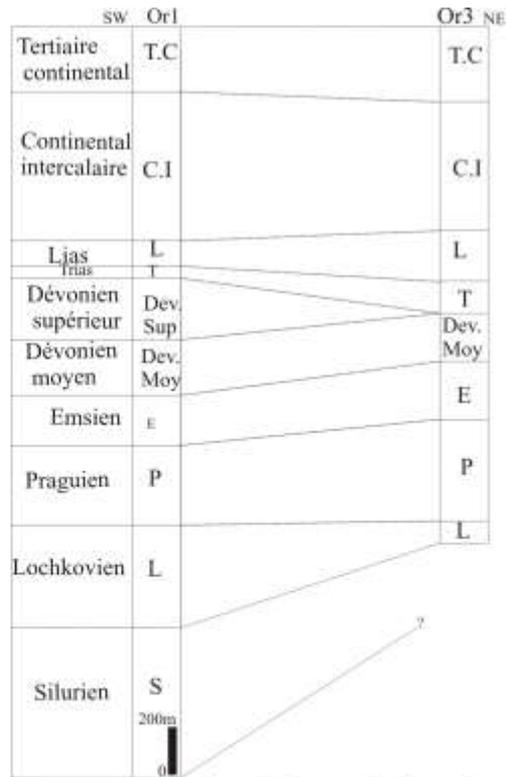


Fig. 15: Les variations des épaisseurs des forages de l'Oued Rharbi

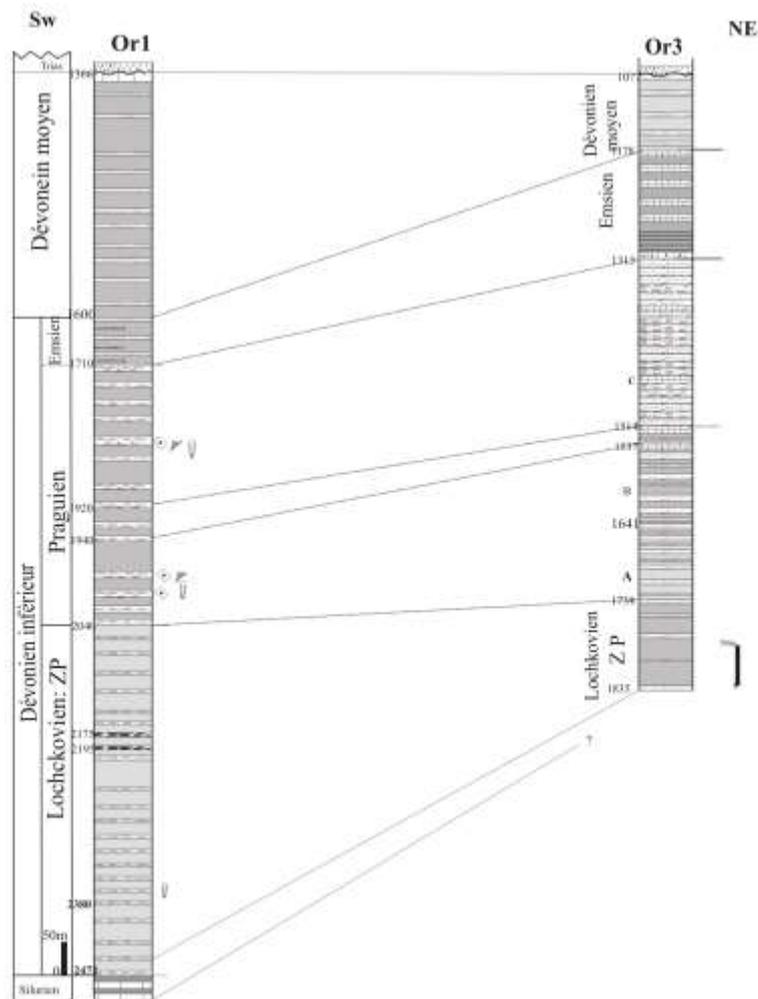


Fig. 16 : Corrélation de la succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de l'Oued le Rharbi

### III. 2. La région de la Saoura (Ougarta)

Le Dévonien affleure dans faisceau de la Saoura qui constitue la branche la plus septentrionale des monts d'Ougarta. Ces monts sont limités au Nord et à l'Ouest par la Hamada du Guir, au Nord –Est par le Grand Erg Occidental et au Sud par Erg Er-Raoui (Fig. 17 et Fig.18)

Le Dévonien de la chaîne d'Ougarta a fait l'objet de nombreuses études lithostratigraphiques. Le découpage lithostratigraphique, adopté est celui de Boumendjel *et al.*, (1997). Ainsi, on résume l'enchaînement dévonien de la Saoura comme le suit (Fig.19 et Tabl. 1).

#### Dévonien inférieur :

Il superpose aux schistes du Silurien, sans discontinuité sédimentaire apparente. D'après Legrand (1967), le Dévonien inférieur est subdivisé en quatre formations :

La « **Formation du Zeimlet** », qui débute au-dessus du dernier banc calcaire silurien (de la formation de l'Oued Ali), correspond à une formation argilo-gréseuse, représentée essentiellement par des argiles et des grès argileux très fins, constitués de siltstones micacés à nombreuses intercalations de grès micacés et quelques lentilles de calcaires bioclastiques. Legrand a donné un **âge Lochkovien** inférieur à cette formation, confirmée ensuite par Paris *et al.* (1997) ; Cette formation présente une épaisseur qui varie entre 65 et 125 m ;

La « **Formation du Saheb el Djir** » correspond à un dépôt essentiellement argileux, admettant quelques rares bancs de calcaires bioclastiques. Elle est attribuée au **Lochkovien inférieur - supérieur** (Legrand 1965 ; 1967 ; 1977). La base de cette formation coïncide avec le début d'une barre à orthocères. Elle prend sa fin sous le premier niveau de grès de « la formation du Dkhissa » (Boumendjel *et al.*, 1997). Cette formation montre une épaisseur qui varie entre 150 et 240 m ;

La « **Formation des grès du Dkhissa** » est constituée par une alternance argilo-gréseuse, avec des passées carbonatées bioclastiques (brachiopodes, bivalves, et entroques). Elle est attribuée au **Lochkovien supérieur-Praguien** sur la base des chitinozoires (Boumendjel *et al.*, 1997). Legrand (1967) a distingué, au sein de cette formation, trois membres (gréseux, argileux, gréseux) ;

La « **Formation de Tefergunit** » correspond à une formation essentiellement argilo-calcaire. La base de cette formation coïncide avec le début de la barre calcaire à orthocères dénommée la « Muraille de chine » qui est la première des trois barres calcaires riches en orthocères, qui se succèdent et sont séparées entre elles par des combes argilo-schisto-gréseuses. Le sommet de la formation correspond à la base d'un niveau repère connu sous le vocable « coralligène » de Le Maître (1952) et FBV de Ouali Mehadji (2004). Elle est attribuée à l'**Emsien** supérieur par des brachiopodes et des goniatites.

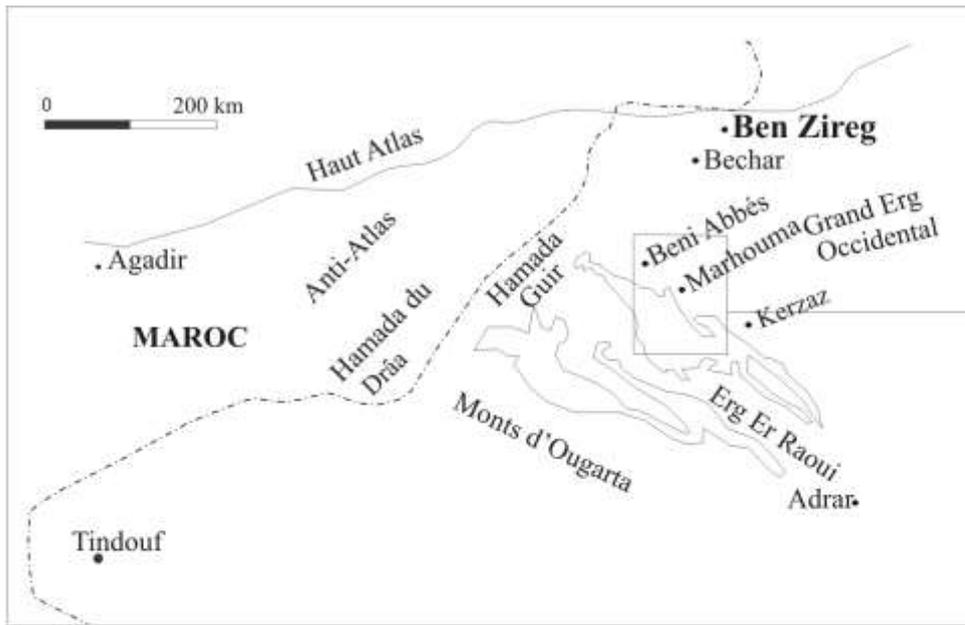


Fig.17: Situation géographique de la région de l'Ougarta

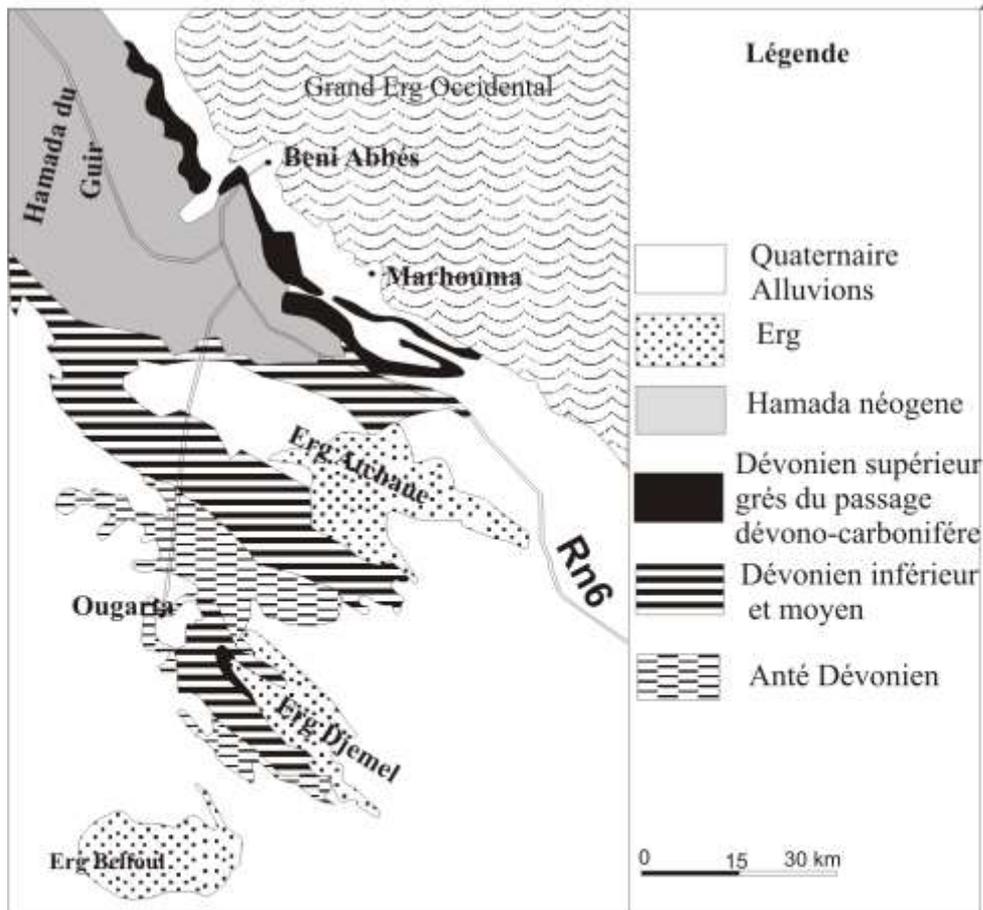
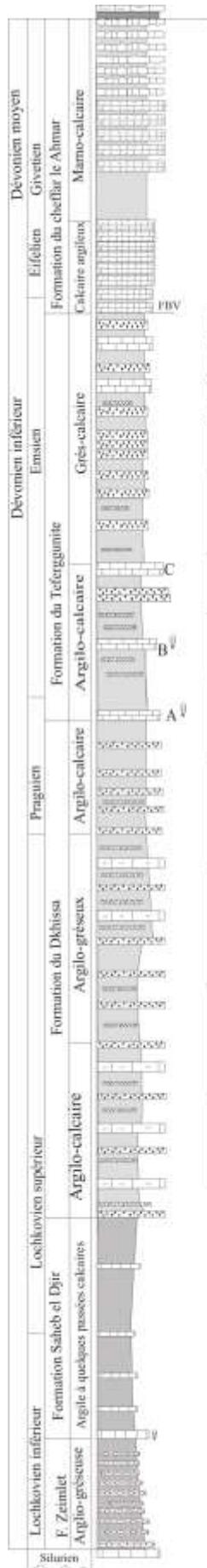


Fig.18: La géologie du faisceau de la Saoura (Ougarta)  
( Extrait de la carte Hamada du Guir,1952)



	Attributions chronostratigraphique	Auteurs
Partie supérieure de la formation du cheffar el Ahmar	Givétien Eifélien	Boumendjel <i>et al.</i> , (1997)
Au dessus du niveau coralligène (Partie basale de la formation du Cheffar el Ahmar)	Limite Emsien / Eifélien	Göddertz, (1987) Boumendjel <i>et al.</i> , (1997) Paris <i>et al.</i> , (1997)
À quelque dizaines de mètres au dessus de la barre "C"	Limite Emsien inférieur/ Emsien supérieur	Paris <i>et al.</i> , (1997)
Barres "B et C"	Emsien inférieur	Göddertz, (1987)
À la cinquante mètre d'argiles à passées siliteuses qui surmonte la barre "A"	Limite Praguien/Emsien	Paris <i>et al.</i> , (1997)
La barre "A"	Praguien supérieur	Alberti, (1980) ; Racheboeuf, (1997); Mozzadec, (1997)
Partie supérieure de la formation du Dkhissa	Praguien inférieur	Boumendjel <i>et al.</i> , (1997)
La partie supérieure du Seheb el Djir et le partie inférieure de la formation du Dkhissa	Lochkovien supérieur	Legrand, (1965,1967, 1977) ;
La formation du Zeimlet et partie inférieure de la formation de du Seheb el Djir	Lochkovien inférieur	Legrand, (1967) ; Paris <i>et al.</i> , (1997)
Au dessus du dernier banc calcaire silurien	Limite silurien /dévonien	Legrand, (1967)

Tabl .1: Attributions chronostratigraphiques du dévonien inférieur et moyen de la coupe Km30 (Ougarta- Saoura)

## Dévonien moyen

Il est beaucoup moins épais que le Dévonien inférieur, et représenté essentiellement par la formation de « **Cheffar el Ahmar** » (Boumendjel et *al.*, 1997). Cette formation est essentiellement argilo-carbonatée avec quelques récurrences minimales, des apports détritiques (Fabre, 1976). Le contenu faunistique est caractérisé par la dominance des goniatites avec accessoirement une faune diversifiée surtout à la base (trilobites, crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires).

### III.3. L'Anti- Atlas marocain :

Au Sud-Ouest de Ben Zireg, dans le prolongement marocain et à la périphérie de l'Anti-Atlas oriental, le Dévonien affleure surtout dans le Tafilalt et le Maider.

La région du Tafilalt - Maider est bordée à l'Est par la Hamada du Guir et au Sud-Est par les reliefs du plateau crétacé du Kem Kem (**Fig.20**).

Cette région a été sillonnée par de nombreux géologues dans plusieurs. Elle est mieux étudiée que notre région

#### III.3.1. Le Tafilalt

Au Tafilalt, on a deux types de faciès. A l'Ouest à Erfoud, un faciès normal, à l'Est à Hamar Laghdad un faciès récifal (Hollard, 1967).

##### III.3.1.1. Faciès normal

Cette coupe a été levée à 17 Km à l'Est d'**Erfoud**. Elle a fait l'objet d'une étude détaillée par Hollard (1967). La succession lithostratigraphique de cette coupe montre (**Fig.21**):

**Le Dévonien inférieur** : Il est matérialisé par:

- **Le Lochkovien et Praguien inférieur** : les dépôts sont composés par des argiles noires à nodules calcaires, datées par des graptolites (*Monograptus hercynicus*). Ils sont couronnés par un calcaire noir, habituellement épais.

- **Le Praguien supérieur** : correspond à une régression régionale marquée souvent par une lacune et localement soulignée par des altérations d'origine continentale.

- **L'Emsien calcaires** est de 69 m de puissance ; il est formé par des argiles fissiles à orthocères, bivalves, tentaculites et de calcaires nodulaires riches en crinoïdes et tentaculites. (**Fig.21**)

- **1** : Calcaires noduleux jaune (4m),
- **2** : Calcaires gris lités à *Odontochile gr. Rugosa* puis calcaires argileux gris à trilobites et brachiopodes (5m) ;
- **3** : Barre massive de calcaires crinoïdiques gris bleuté.

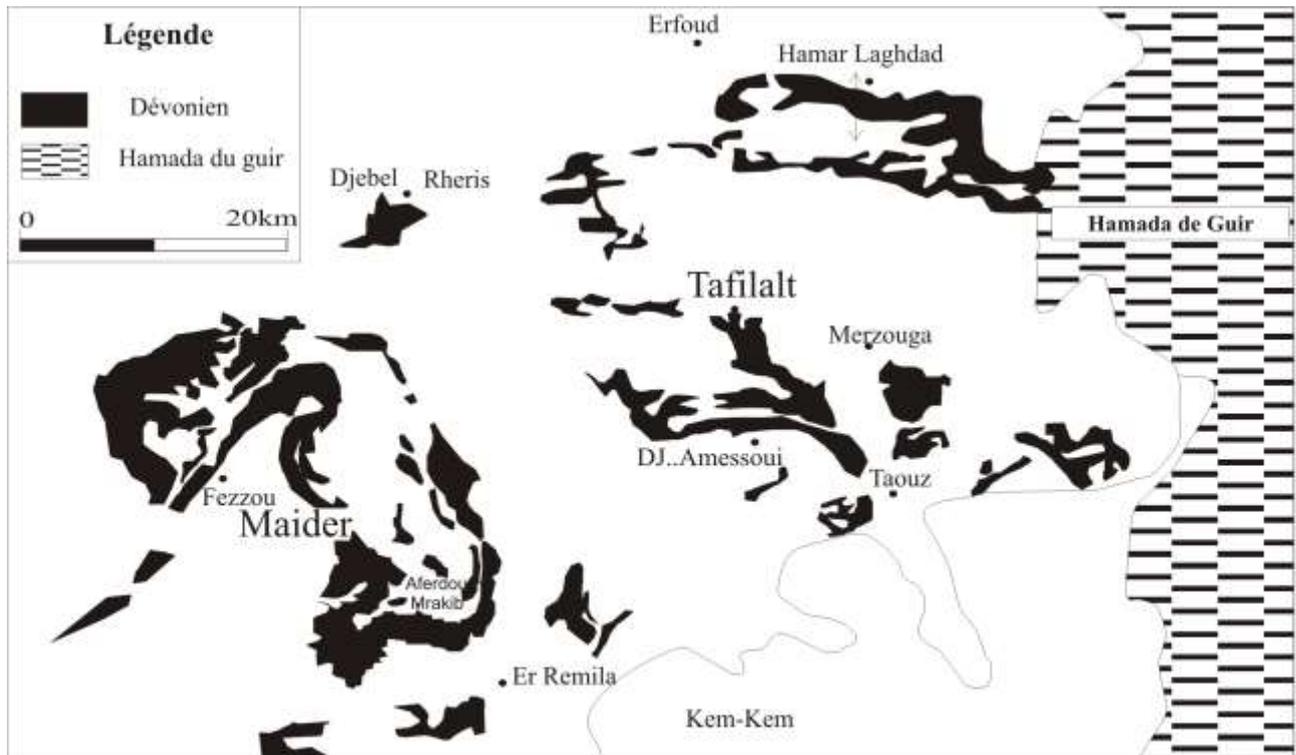


Fig. 20: La distribution des affleurements dévoniens de Tafilalt et Maïder, Anti- Atlas, Maroc (Massa,1965)

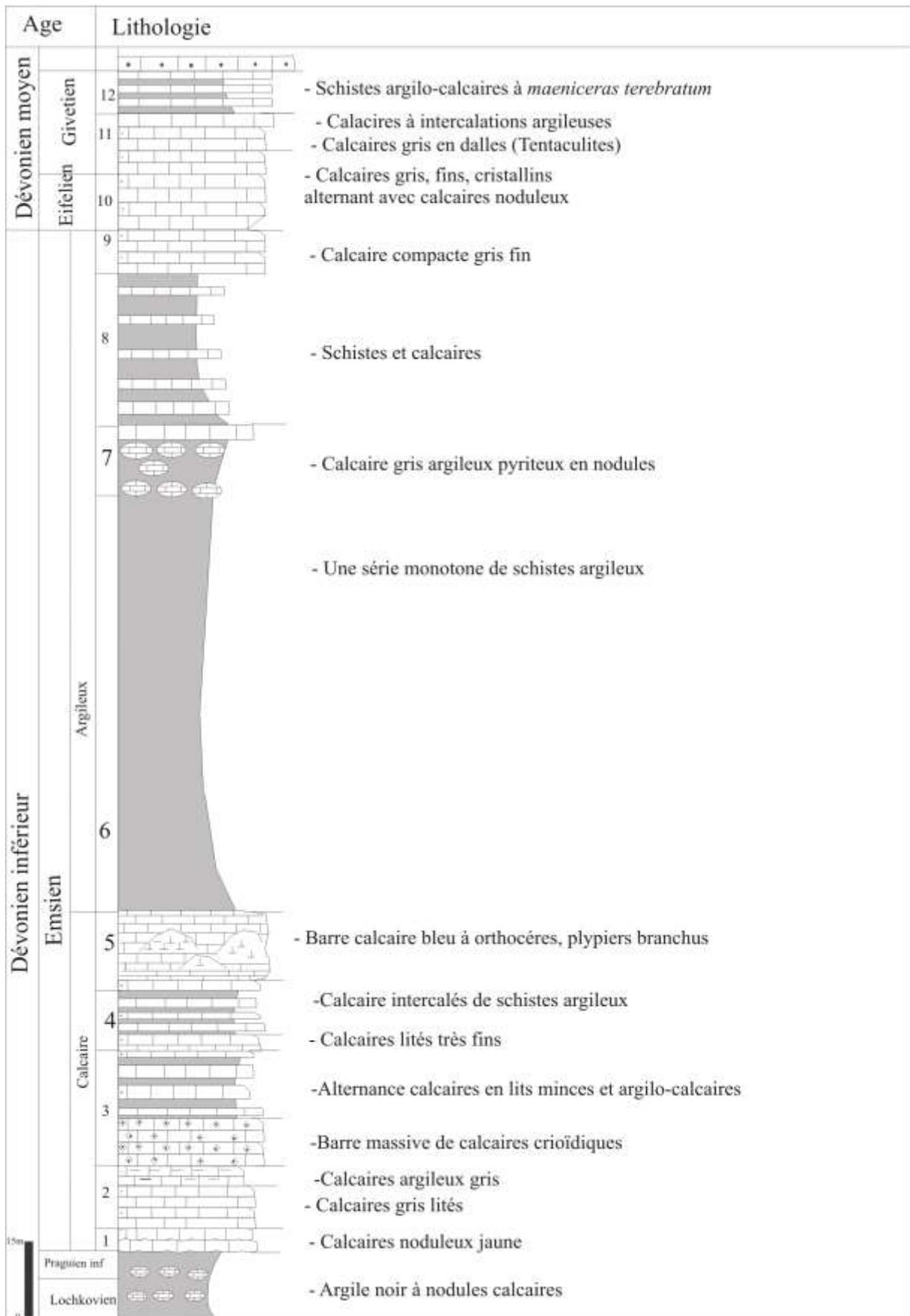


Fig.21: Succession lithostratigraphique du Dévonien inférieur et moyen de la région de Tafilalet, Anti-Atlas, Maroc (Hollard, 1967; 1974, simplifié)

- **4** : Calcaires lités très fins, à patine rosée avec *Odontochile sp.* et *Anetoceras advolvens* puis calcaires intercalés de schistes argileux à *cornuproetus corrugatus africanus*, *Phacops sp* (total 8m) ;
- **5** : Barre de calcaire bleu à Orthocères souvent énormes (1.5m de long) avec des îlots à polypiers branchus formant des embryons de biohermes.
- **L'Emsien argileux** présente une épaisseur qui varie entre 100 et 150 m (**6 et 7**), il est composé par une série monotone de schistes argileux verdâtre puis vers le haut, apparition progressive de calcaire argileux souvent pyriteux en nodules, miches puis lits continus. Les derniers 10 m de calcaires attribuées au Emsien terminal avec. Les parties (8 et 9) est attribuée à l'Eifelien avec *Anarcestes lateseptatus* (Hollard, 1967 1974). Les travaux de Robertson, 1993 et Kloug (2002) ont montrée la zone à *A. lateseptatus* couvre aussi bien le sommet de l'Emsien terminal que la base de l'Eifelien.

**Le Dévonien moyen** : il est composé comme suit :

- **L'Eifelien** est constitué par des schistes et des calcaires fins à trilobites, goniatites, tentaculites et ostracodes. Il se termine par des calcaires en bancs centimétriques à décimétriques riches en tentaculites (**10**).

- **Le Givétien** est formé par des calcaires similaires à ceux de l'Eifelien ; des calcaires gris en dalles (10 m), parfois rosés et finement cristallins ; des calcaires avec intercalations argileuses (Givétien supérieur) (**11**). et enfin des schistes argilo-calcaires à *Maenioceras terebratum* (2-3m) avec lesquels se termine le Givétien (**12**).

### III.3.1.2. Faciès récifal (la coupe du massif de Hamar Laghdad)

Hamar Laghdad correspond à un massif orienté Est-Ouest. Il a 1,5 km de largeur et environ 5 km de longueur. Ce massif est constitué par plusieurs monticules (au nombre de 48) qui affleurent à environ 19 km au Sud-Est d'Erfoud ; avec une forme conique et des flancs très abrupts, une hauteur moyenne de 60 m et un diamètre basal subcirculaire d'environ 150 m et nommés Kess-Kess de Hamar Laghdad, par référence aux ustensile (couscoussier) (Mounji, 1995 ; 1999).

La série dévonienne de Hamar Laghdad (**Fig. 22**) débute par un dépôt volcanique, épais d'environ **108 m** qui surmonte les calcaires à Scyphocrinites marquant la limite Silurien-Dévonien. Ces basaltes alcalins datés du Lochkovien (Dévonien Inférieur) sont surmontés par environ **180 m** d'un calcaire à crinoïdes datés du Praguien à Emsien inférieur. C'est sur cette barre à crinoïdes que se sont établis les monticules Kess-Kess en biohermes côniques à tetracoralliaires (*Favosites sp*, *Thamnopora sp*, *Alveolites sp*, *Heliophyllum sp*, etc.) (Hollard, 1967), ainsi que les calcaires fins qui leurs sont associés. Ces monticules sont pour la plupart datés Emsien, sauf deux d'entre eux qui ont été datés Givetien-Frasnien (Brachert *et al.*, 1992 in Mondji 1999). Les monticules et les calcaires adjacents sont surmontés respectivement par des marnes et des calcaires nodulaires datés Eifelien-Givetien puis des calcaires noirs bitumineux datés Frasnien-Famennien.

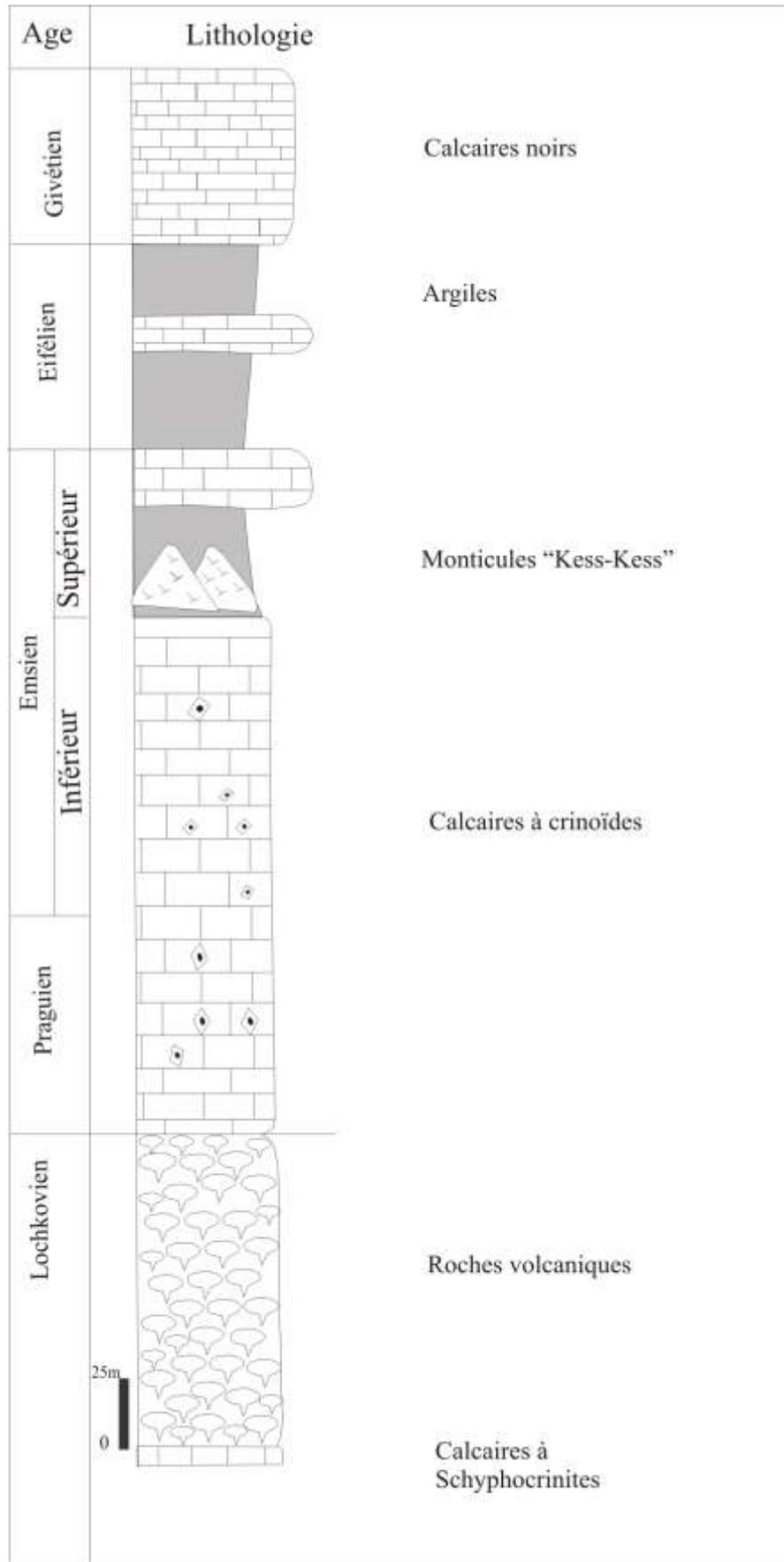


Fig.22: Succession lithostratigraphique du dévонien inférieur et moyen du massif de Hamar Laghdad, Tafilalt, Anti-Atlas, Maroc (Hollard 1967, simplifiée)

### III.3.2. Maider (Massa, 1965 et Hollard, 1967)

Les affleurements attribués au Dévonien, dans la région du Maider, sont plus ou moins épais et de faciès variés. Il s'agit, essentiellement de la succession suivante :( Fig.23)

#### **Emsien calcaire :**

- **1** : Calcaires parfois sableux (30à10m);
- **2** : Calcaires crinoïdiques et marno-calcaire très fossilifères (faune semblable à celle des environs de Hamar Laghdad, en particulier de nombreux Phacops appartenant à plusieurs espèces) ;
- **3** : Calcaires noirs à tentaculites et à *Odontochile sp. e gr. spinifera*, suivis de schistes (30 à 40 m) ;
- **4** : Calcaires à cherts des corniches moyennes du Maider (15 à 20 m) ;

#### **Emsien argileux :**

- **5** : schistes à nodules ou à lentilles sableuses des talus supérieurs (30 à 100 m) ;

#### **Eifelien :**

- **6** : Calcaires noduleux et marneux à brachiopodes en intercalations dans des schistes (50m) ;
- **7** : Calcaires bien lités ;
- **8**- Argiles à goniatites, brachiopodes et trilobites;
- **9**- Calcaires, calcaires dolomitiques ou schistes et calcaires de puissance très variable;

#### **Givétien :**

- 10- Calcaires crinoïdiques, biostromes et biohermes coniques ou massifs développés ;
- 11- Calcaires bleus et schistes de faciès très variés mais toujours caractérisés par leur teinte bleu très foncé ou noire, leur richesse en pyrite et en tentaculites ;
- 12- Les biohermes et brèches récifales à stromatopores et polypiers et des calcéoles sont fréquents ;
- 13- Les derniers calcaires bleus.

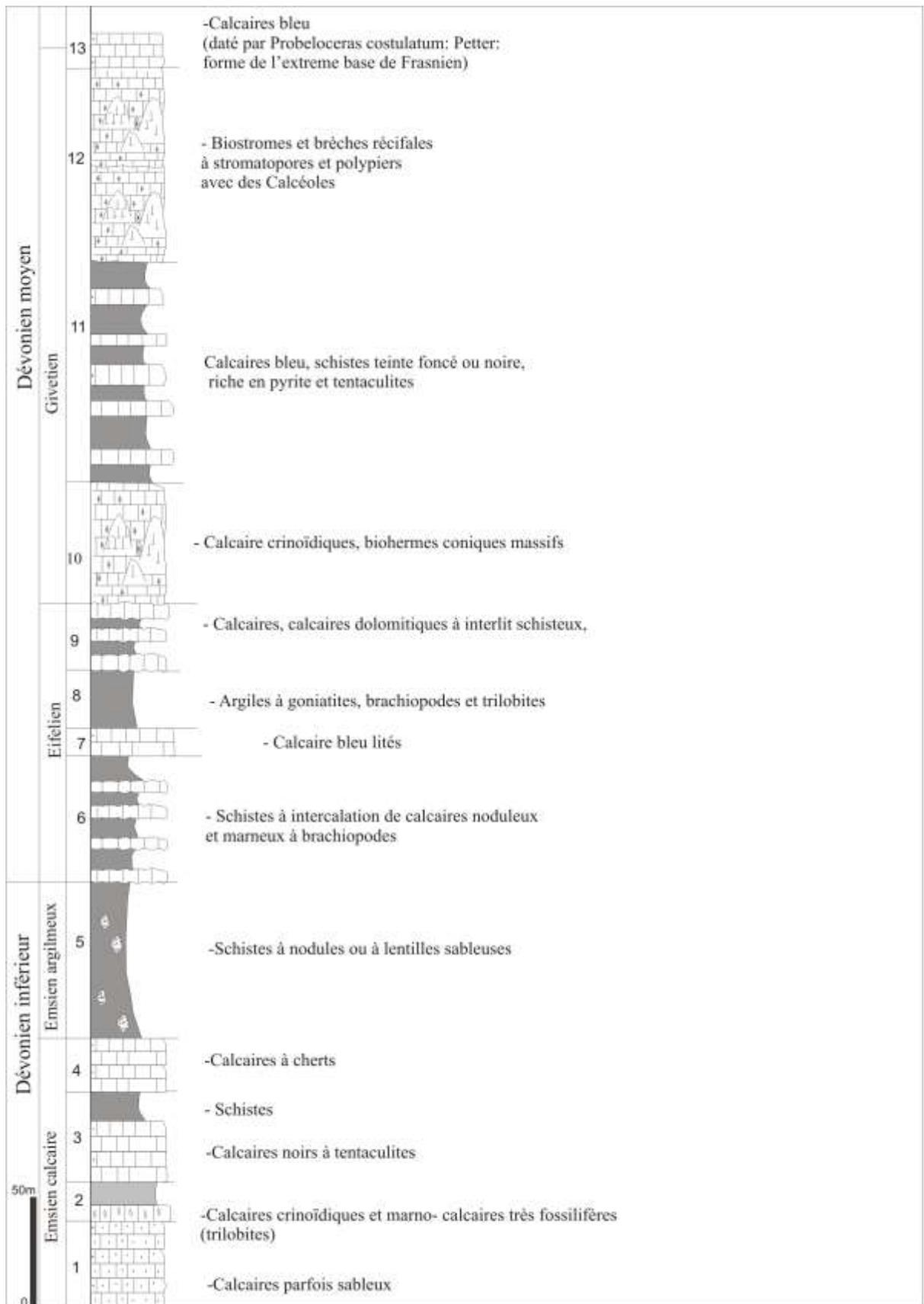


Fig.23: Succession lithostratigraphique synthétique du Dévonien inférieur et moyen de la région de Maider Anti-Atlas, Maroc (Hollard 1967, modifiée et simplifiée)



## INTRODUCTION GENERALE

### I. Problématique

Certes, la quasi-totalité du territoire nationale porte les traces des pas de géologue, ainsi que leurs signatures (coup de marteau) sont nettement conservées sur les affleurements.

Le maillage, les forages, les ouvrages de reconnaissance (pétrolières, minières) attestent de l'ampleur des travaux géologiques qui on eu lieu. Toutefois, ces travaux se rangent dans le cadre des phases de reconnaissance régionales, accompagnées de levés cartographiques à petite échelle et des travaux restreints à caractères économiques. Ces phases de reconnaissance sont jugées achevées et ouvrant des horizons aux nouveaux travaux détaillés et pointus utilisant des nouvelles approches géologiques.

Le Dévonien inférieur et moyen a fait l'objet de plusieurs études dans les régions d'Ougarta et l'Anti-Atlas oriental marocain, tandis que la structure de Ben Zireg, charnière entre les deux demeure peu connue, entravant de reconstituer l'histoire de cet étage. Le présent travail est entrepris afin de compléter et approfondir les connaissances sur le Dévonien du Sud Ouest algérien. Il consiste en une étude lithostratigraphique, évolution séquentielle et environnemental de dépôts du Dévonien inférieur et moyen.

### II. Objectif et Méthodologie du travail

#### II.1. Objectifs

Notre travail a pour but global : une contribution à la compréhension de l'évolution géologique du Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg (partie de la marge gondwanienne). Ces objectifs se résument ainsi :

- Décrire les formations du Dévonien inférieur et moyen présentes à Ben Zireg.
- Compléter le bilan paléontologique et biostratigraphique de la région d'étude par de nouvelles récoltes (trilobites, goniatites, bivalves et brachiopodes), afin d'apporté des nouvelles argumentations stratigraphiques.
- Etude sédimentologique (définir les différents faciès et microfaciès, reconstituer les milieux de dépôts, à l'aide des faciès et leur groupement en associations de faciès).
- Elaborer une analyse séquentielle à partir des séquences et leurs enchaînements, afin de percevoir la dérive générale de chacune d'elles et d'argumenter les reconstitutions environnementales ;
- Etude comparative (effectuer des corrélations lithostratigraphiques à des échelles locales et régionales).
- Essai de reconstitution paléogéographique au cours du Dévonien inférieur et moyen.

## **II.2. Méthodologie du travail**

La démarche générale est celle de naturaliste, basée sur l'observation.

Pour répondre aux objectifs cités ci-dessus, nous avons opté pour les méthodes suivantes :

### **II.2.1. Investigations bibliographiques**

Nous avons utilisé comme support à notre travail les cartes géologiques suivantes : La carte des confins algéro-marocains de Perrodon (1951) ; La carte de l'anticlinal de Ben Zireg de Pareyn (1961) et la carte de l' SGA (2000). Comme ouvrages de référence, nous sommes basés sur tous les travaux disponibles de nos prédécesseurs « Menchikoff (1936), Perrodon (1951), Pareyn (1961) et de Massa *et al* (1965) ».

### **II.2.2. Travaux de terrain**

Les travaux de terrain ont été conduits dans un esprit multidisciplinaire (tectonique, sédimentologique, structural, géomorphologique...). Les coupes ont été levées banc par banc, également les contenues faunistiques et les niveaux argileux et marneux ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique.

La structure de Ben Zireg apparaît en première approche simple et restreinte. Mais, dans le détail elle présente de nombreuses des lacunes de visibilité et des accidents tectoniques qui compliquent la succession verticale. Pour palier à ces difficultés, on a procédé en premier lieu à des itinéraires de reconnaissance qui nous ont permis le choix et l'emplacement des coupes levées. En effet nous avons levés des coupes, pour arriver à une coupe complète de la région. Sur le terrain, une attention particulière a été réservée à l'analyse des particularités de chaque banc (lithologie, granulométrie, stratonomie, traces d'activité biologique, marques mécaniques, contenu biologique,..) et l'inventaire des surfaces limites de tous les lithofaciés (discontinuités).

### **II.2.3. Le travaux au laboratoire et interprétation**

L'étude pétrographique porte sur « 32 » lames minces, confectionnées au niveau du laboratoire de l'ORGM à Boumerdés. Leur étude micropétrographique, sédimentologique et diagénétique ont été réalisées au niveau du laboratoire de MSGBSA université d'Oran. La nomenclature adoptée pour le microfaciès est celle de folk (1959) qui se base surtout sur la nature des éléments figurés et la description de la phase de liaison (matrice ou ciment). L'analyse texturale, à cette échelle, est fondée sur la classification de Dunham (1962-1965) qui décrit l'agencement des grains et la présence ou non d'une matrice. Les échantillons argileux et marneux en subit un lavage est un tri sous un binoculaire.

### **III. Structuration du mémoire**

Le mémoire s'articule sur les chapitres suivants :

- Le premier chapitre est réservé au contexte général de la région de Ben Zireg, dans lequel on expose les grands traits géologiques, ainsi qu'un aperçu historique des recherches réalisées sur cette région.
- Le deuxième chapitre correspond à un état de connaissances sur le Dévonien inférieur et moyen des régions limitrophes (locale et régionale).
- Le troisième chapitre consiste à présenter la lithostratigraphie de la région de Ben Zireg et faire ressortir les formations présentes.
- Le quatrième chapitre traite l'étude sédimentologique. Elle concerne la description et l'interprétation des faciès, leur groupement en associations de faciès et leurs attributions à des environnements de dépôts bien précis, ainsi que leur enchaînement vertical en séquences.
- Le cinquième chapitre expose des corrélations à différentes échelles en repérant les variations verticales et latérales des différents faciès et ensembles lithostratigraphiques, puis une interprétation géodynamique, en reprenant les résultats du chapitre III et du chapitre IV pour élaborer un schéma paléogéographique local et régional.
- Enfin une conclusion générale qui synthétise les résultats obtenus dans le présent travail.

### **VI – Conditions du travail**

Dans notre secteur d'étude, comme partout ailleurs sur la plate forme saharienne et surtout aux confins algéro-marocains, les conditions de travail restent délicates en raison : les difficultés d'accès au terrain (terrain piégé par les mines, depuis l'époque coloniale) ; et d'autres raisons (autorisation d'accès au terrain) ont découragé les chercheurs et ralenti les travaux géologiques dans la région de Ben Zireg. Ainsi que les conditions climatiques peu favorables (fortes chaleurs en été, froid et vent de sables en hiver) ;

### Liste des figures

Fig.1 : Localisation de la région de Ben Zireg (Découpage 1/200.000).....	12
Fig.2 : Photo satellite de la région de Ben Zireg (Google Earth).....	12
Fig.3 : Situation géographique de la région de Ben Zireg (Extrait de la carte topographique (1/200.000, feuille de Ben Zireg).....	12
Fig.4 : Carte géologique de la structure de Ben Zireg (Pareyn, 1961).....	13
Fig.5 : La succession lithologique du Paléozoïque de la structure de Ben Zireg (Pareyn, 1961).....	15
Fig.6 : Aperçu structural de la structure de Ben Zireg.....	16
Fig.7 : Position des séries dévoniennes au Sahara algérien Nord occidental et au Anti-Atlas oriental au Maroc.....	25
Fig.8 : Les affleurements dévoniens des massifs des confins algéro-marocains du sud (Perrodon, 1951).....	27
Fig.9 : Corrélaiton des affleurements dévoniens des massifs des confins algéro-marocains du sud.....	29
Fig.10: Localisation des forages de Meharez el Kebir.....	31
Fig.11 : Le Dévonien inférieur et moyen des forages de Meharez el Kebir.....	32
Fig.12 : Les variations des épaisseurs des forages de Meharez el Kebir.....	33
Fig.13 : Corrélaiton de la succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de la région de Meharez Kebir.....	33
Fig.14 : La succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de l'Oued el Rharbi.....	40
Fig.15 : Les variations des épaisseurs des sondages de l'Oued el Rharbi.....	42
Fig.16 : Corrélaiton de la succession du Dévonien inférieur et moyen des forages de la région de l'Oued el Rharbi.....	42
Fig.17 : Localisation géographique de la région de l'Ougarta.....	44
Fig.18 : La géologie du faisceau de la Saoura -Ougarta (Extrait de la carte de Hamada du Guir).....	44
Fig. 19 : Succession lithologique du Dévonien inférieur et moyen de l'Ougarta.....	45
Fig. 20 : La distribution des affleurements dévoniens de Tafilalt-Maïder, Anti-Atlas oriental, Maroc (Massa, 1965).....	47
Fig. 21 : Succession lithostratigraphique du Dévonien inférieur et moyen de la région de Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Maroc. (Hollard, 1967, 1974) simplifié.....	48
Fig. 22 : Succession lithostratigraphique du Dévonien inférieur et moyen du massif de Hamar Laghdad, Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Maroc. (Hollard, 1967, 1974, simplifié).....	50
Fig. 23 : Succession lithostratigraphique synthétique du Dévonien inférieur et moyende la région de Mider, Anti-Atlas oriental, Maroc. (Hollard, 1967) simplifié.....	52

Fig. 24 : Liste des principaux symboles et figurés utilisés.....	53
Fig. 25 : Itinéraire et localisation de la coupe de l'anticlinal de Ben Zireg.....	55
Fig. 26 : Illustration photographique de l'anticlinal de Ben Zireg.....	55
Fig. 27 : Panorama représentant le trait de coupe et les différentes formations du Dévonien de la région de Ben Zireg.....	56
Fig. 28 : Succession lithostratigraphique du Dévonien inférieur et moyen de la structure anticlinale de Ben Zireg	57
Fig. 29 : Succession lithostratigraphique de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane.....	61
Fig. 30 : Succession lithostratigraphique de la formation des Silico-clastiques de l'Oued Khoufane.....	66
Fig. 31 : Succession lithostratigraphique de la formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers.....	72
Fig. 32 : Les grands milieux de dépôts actuels et anciens (Elf Aquitaine, 1977 ; Yapaudjian, 1987).....	79
Fig. 33 : Répartition des faciès de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane.....	93
Fig. 34 : Répartition des faciès de la formation des Silico-clastiques de l'Oued Khoufane.....	94
Fig. 35 : Répartition des faciès de la formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers.....	95
Fig.36 : Répartition des associations de faciès et milieux de dépôts du Dévonien inférieur et moyen de la structure anticlinale de Ben Zireg.....	96
Fig. 37 : Interprétation séquentielle et environnementale de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane.....	104
Fig. 38 : Interprétation séquentielle et environnementale de la formation des Silico-clastiques de l'Oued Khoufane.....	106
Fig. 39 : Interprétation séquentielle et environnementale de la formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers.....	108
Fig.40 : Interprétation séquentielle et environnementale du Dévonien inférieur et moyen de la structure anticlinale de Ben Zireg.....	112
Fig.41 : Corrélation des affleurements du Dévonien inférieur et moyen dans la région nord Bechar (Mader Mahjib, Hassi Diab, Soltane el Betoum, Ben Zireg).....	114
Fig.42 : Corrélation régionale de direction S-N du Dévonien inférieur et moyen (Km 30, Sondage Ioucha 1, Ben Zireg).....	116
Fig.43 : Corrélation régionale de direction SW-NE des affleurements du Dévonien inférieur et moyen (Maïder, Tafilalt, Ben Zireg).....	119
Fig.44 : Répartition des faciès du dévonien inférieur et moyen dans le Sahara algérien nord occidental et l'Anti-Atlas oriental marocain.....	121

### Liste des tableaux

Tabl.1 : Attributions chronostratigraphiques du Dévonien inférieur et moyen de la coupe de Km 30 (Ougarta-Saoura).....	45
Tabl.2 : Les différentes nomenclatures des formations de la série dévonienne de Ben Zireg.....	58
Tabl.3 : Succession et attributions biostratigraphique de la série dévonienne de Ben Zireg.....	75
Tabl.4 : Inventaire des faciès relevés au Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg.....	80
Tabl.5 : Inventaire des associations de faciès relevés au Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg.....	87
Tabl.6 : Evolution de la notion de la séquence et l'analyse séquentielle .....	97
Tabl.7: Typologie scalaire des séquences sédimentaires (Delfaud, 1972 et 1974 ; Kasi Tani, 1986).....	98
Tabl.8: Les discontinuités sédimentaires (classification et origine).....	100

### Liste des planches

Planche1.....	60
Planche2.....	63
Planche3.....	65
Planche4.....	68
Planche5.....	69
Planche6.....	71
Planche7.....	73

## LITHOSTRATIGRAPHIE

### I. Introduction

Notre travail est consacré à l'étude des affleurements du Dévonien inférieur et moyen de la région de Ben Zireg. Si les affleurements du Dévonien au niveau de la Saoura et dans l'Anti-Atlas marocain sont bien étudiés, en revanche, ceux de Ben Zireg n'ont été étudiés qu'au cours des reconnaissances régionales.

Au cœur de cette structure anticlinale, les pentes sont fortes et ravinées par un réseau hydrographique non permanent (Oued Khoufane et ses affluents), ce qui nous permet d'avoir de meilleures conditions d'affleurements. L'alternance de faciès montre une évolution progressive indiquant que les niveaux rencontrés sont bien liés stratigraphiquement et forment une série unique. Les itinéraires de reconnaissance nous ont permis de lever des coupes et de constater une symétrie de part et d'autre de l'axe E-W de l'anticlinal. Nous décrivons ici, la coupe la plus complète.

La coupe effectuée est orientée ESE-WNW. Elle a pour coordonnées :

X1 :31°55 15 89 N Y1 : 1°44 51 61 W Altitude : 916 m

X2 :31°55 44.60 N Y2 : 1°47 05 98 W Altitude : 995m

La coupe atteint une épaisseur totale de 546m au cœur du bombement anticlinal de Ben Zireg et présente des pendages variant entre 15° à 80° vers l'Ouest. Pratiquement elle commence au centre de la structure et s'achève sous la première apparition des griottes en direction WNW (**Fig.25, 26 et 27**).

### II. Découpage en formations

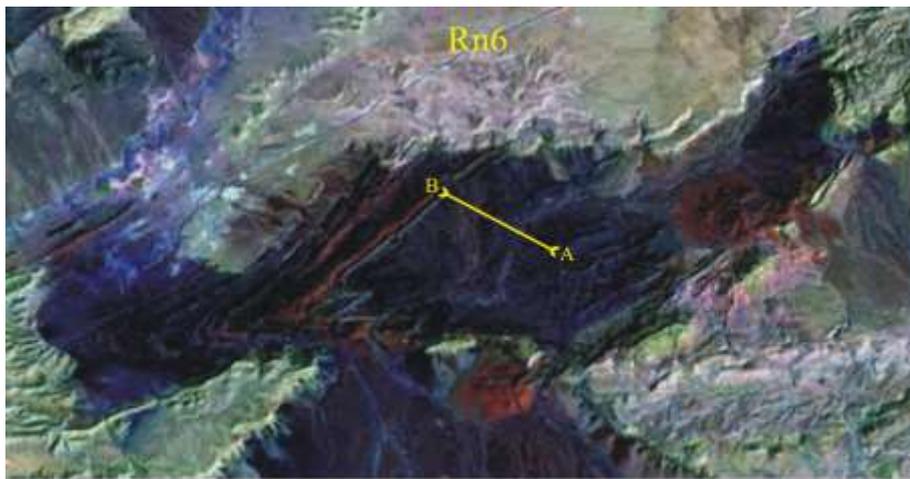
L'identification des formations déjà nommée par nos prédécesseurs (Menchikoff, 1936 ; Pareyn, 1961 ; Massa et al ,1965) sont facilement reconnaissable, cependant pour plus de précision nous jugeons utile d'ajouter des qualificatifs au nom de ces formations (**Tabl.2**).

La série du Dévonien inférieur et moyen rencontrée à Ben Zireg est subdivisée stratigraphiquement en trois "Formations". Elles sont de bas en haut (**Fig. 28**) :

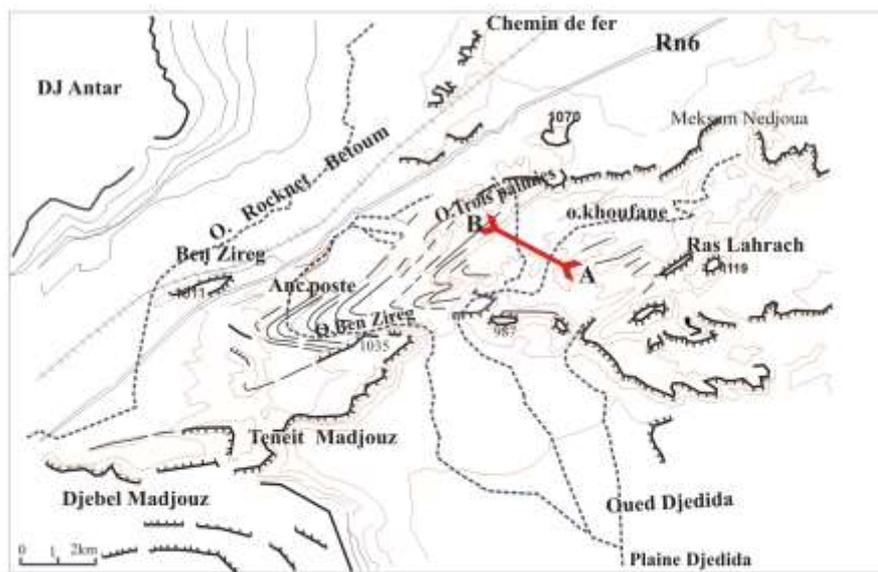
**La formation des « Carbonates de l'Oued Khoufane »** à dominance carbonatée et correspond aux marno-calcaires basales ;

**La formation des «Silico-clastiques de l'Oued Khoufane »** à dominance argileuse, intercalée par des silts et des grès en bancs minces ;

**La formation des « carbonates de l'Oued des trois palmiers »** composée par des marno-calcaires à quelques passées silico-clastiques ;



A



B

Fig.25 : Itinéraire et localisation de la coupe de l'anticlinale de Ben-zireg  
 A- Extrait de la photo satellite: NASA  
 B- Extrait de la carte topographique de Ben Zireg au 1/100.000



Fig.26 : Illustration photographique de la forme anticlinal de Ben Zireg

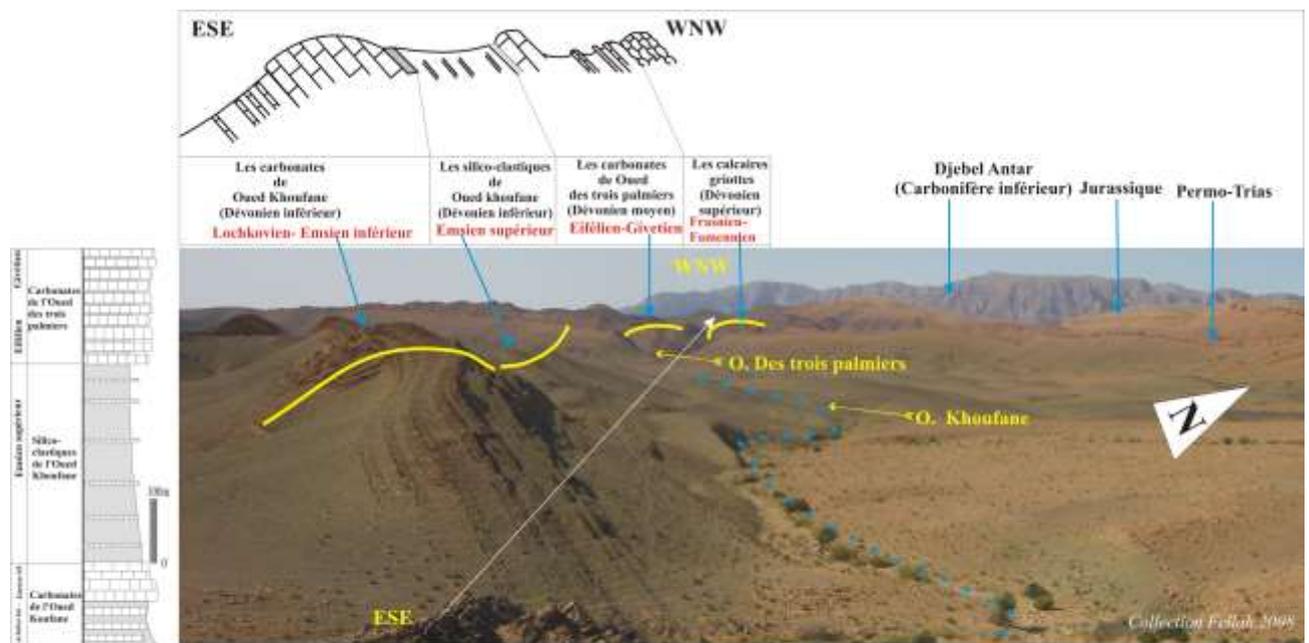


Fig.27: Panorama représentant le trait d coupe et les différentes formations du dévonien de la région de Ben Zireg

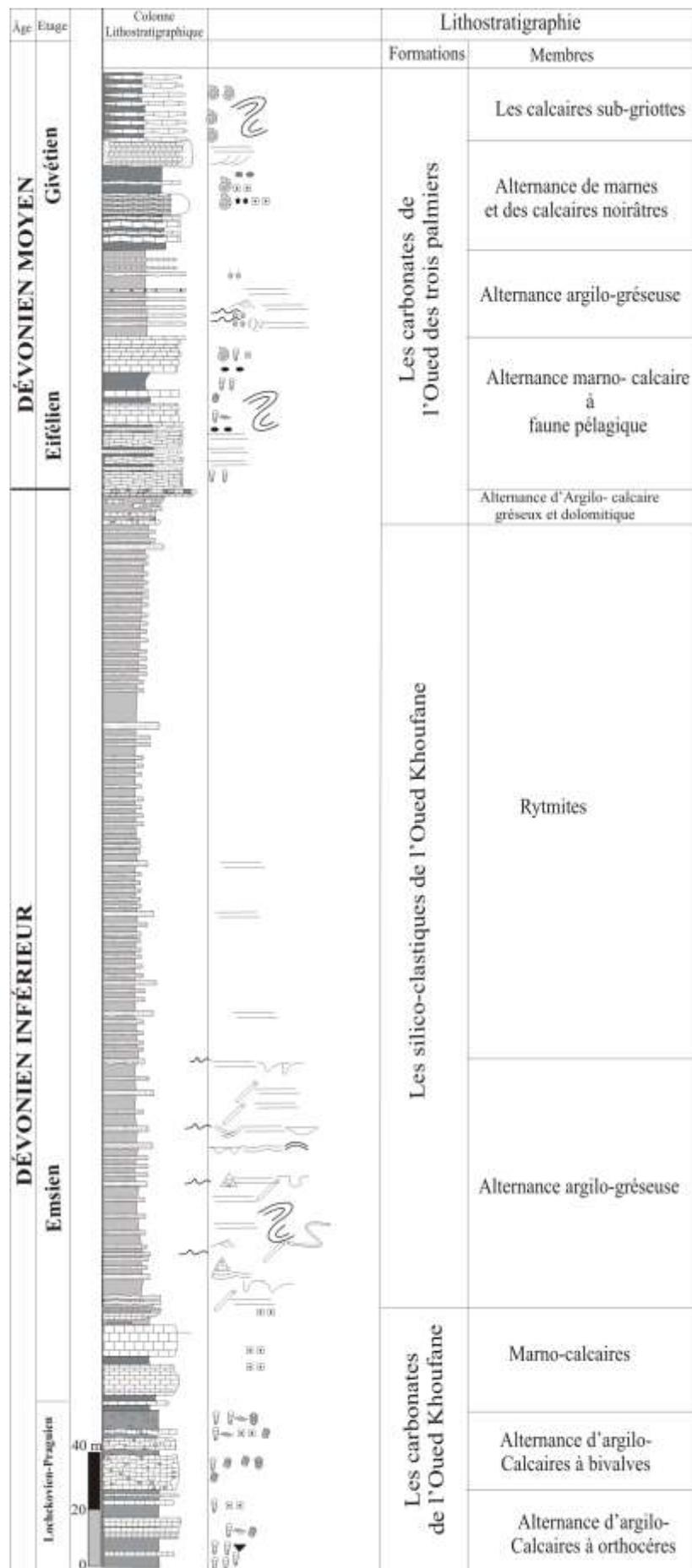


Fig.28: Succession lithostratigraphique du dévонien inférieur et moyen de la structure anticlinale de Ben Zireg

Menchikoff,1936	Pareyn,1961	Massa <i>et al.</i> ,1965	Notre travail, 2007
Calcaires supérieurs	Griottes	Griottes supérieures	Formation des griottes
		Calcaires noirs et griottes	
Calcaires moyens	Calcaires médians	Calcaires Médians	Formation des carbonates de Oued des trois palmiers
Série schisto- gréseuses	Série d'argiles schisteuses et gréseuses	Talus Argilo-Silteux	Formation des silico-clastiques de Oued khoufane
Calcaires Oued Khoufane	Calcaires fossilifères inférieurs	Calcaire Oued Khoufane	Formation des Carbonates de Oued khoufane

Tabl.01: les différentes nomenclatures des formations de la série dévonienne de Ben Zireg

## II.1. La formation des carbonates de l'Oued Khoufane (99 m) (Pl. 1)

Cette formation est bien représentée au niveau de l'Oued Khoufane, où elle présente son développement maximal (99m). Elle débute avec la disparition des schistes noirâtres (les derniers termes de la série silurienne) attribués stratigraphiquement au Silurien (Perrodon, 1951 ; Pareyn 1961 ; Massa et *al.* 1965) et par l'apparition des argiles grisâtres riches en orthocères.

Cet ensemble s'achève avec la disparition des derniers bancs calcaires qui sont remplacés, ensuite, par des niveaux purement détritiques (les premiers bancs gréseux de la deuxième Formation). La limite inférieure correspond à un diastème, alors que la limite supérieure est matérialisée par une surface ondulée à ride lingoïde.

Cette formation a été attribuée d'abord à l'Emsien inférieur par Menchikoff (1936) ; Perrodon (1951) et Massa et *al.* (1965). Par contre, Pareyn (1961) a proposé un âge Emsien supérieur. Tandis Alberti (1981), à partir de la répartition des trilobites et des tentaculites, a montré que la succession de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane est quasiment complète depuis le Lochkovien jusqu'à l'Emsien inférieur.

Cette première formation est constituée par un faciès hétérolithique à prédominance calcaire. Leurs caractères géomorphologiques et leur contenu faciologique ont permis de la subdiviser en quatre membres bien distincts. Ils sont de bas vers le haut (**Fig.29**) :

### **Membre (A) : Alternance argilo- calcaire à orthocères (28m)**

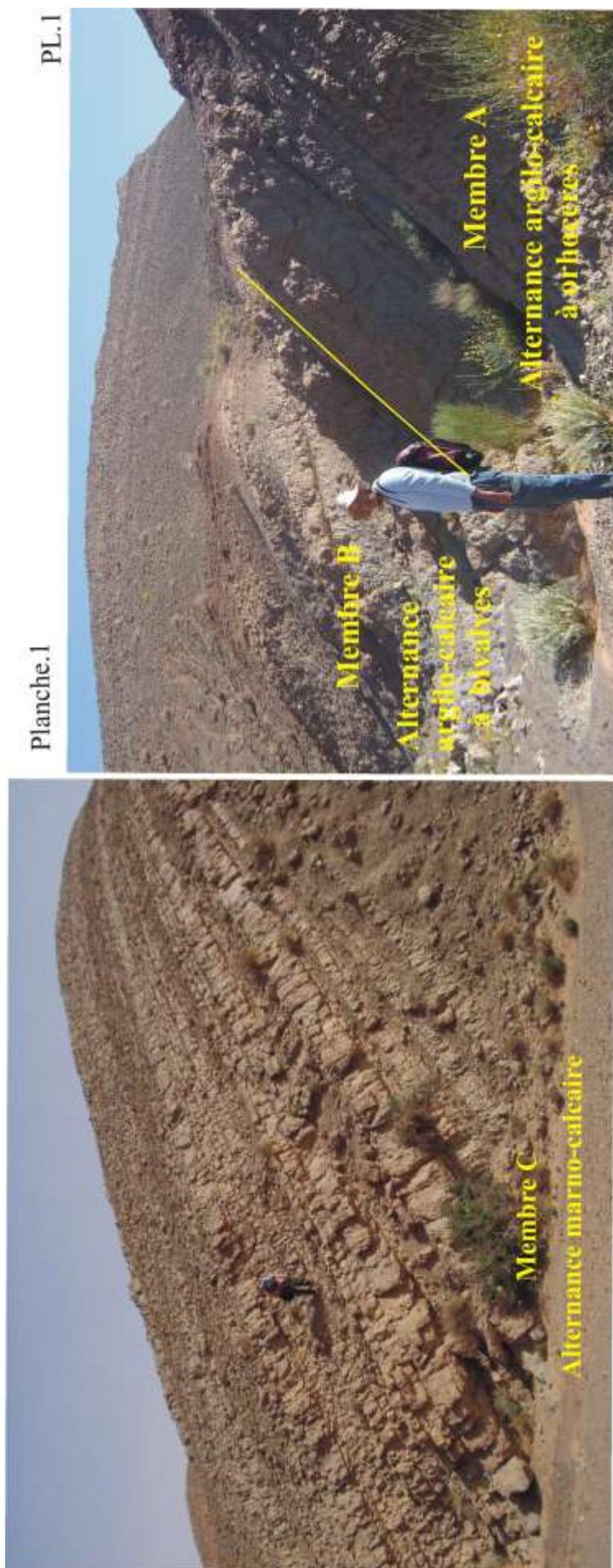
C'est une alternance stratocroissante où les bancs calcaires augmentent en nombre et en épaisseur vers le sommet, ceci est accompagné d'une diminution de la fraction argileuse. Cette organisation stratonomique et lithologique nous a permis de distinguer deux unités riches en faune d'orthocères :

#### **Unité (a) : Argiles grisâtres à orthocères (10m)**

Elle caractérise la base de notre coupe, cette unité correspond à une combe argileuse de couleur grisâtre, d'environ 10m d'épaisseur, assez riches en faune d'orthocères et de tiges de crinoïdes. Ces argiles sont intercalées par de rares passées centimétriques de calcaires argileux bioclastiques.

#### **Unité (b) : Alternance d'argile et de calcaires argileux à orthocères (18m)**

Elle est formée par une alternance irrégulière d'argiles verdâtres à grisâtres et de niveaux centimétriques à pluridécimétriques de calcaire argileux bioclastiques (crinoïdes, ostracodes,...). La fraction argileuse présente une épaisseur variable entre quelques mètres, à la base et quelques centimètres, vers le sommet. Cette unité a livré de nombreux orthocères et de rares bivalves de petite taille. La surface supérieure de cette unité est matérialisée par des encroûtements ferrugineux, et des perforations (**Pl.2, A**). La texture des niveaux calcaires passe souvent du Wackestone à Packestone (biomicrosprite riche en ostracodes et intraclastes).



Vue panoramique de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane

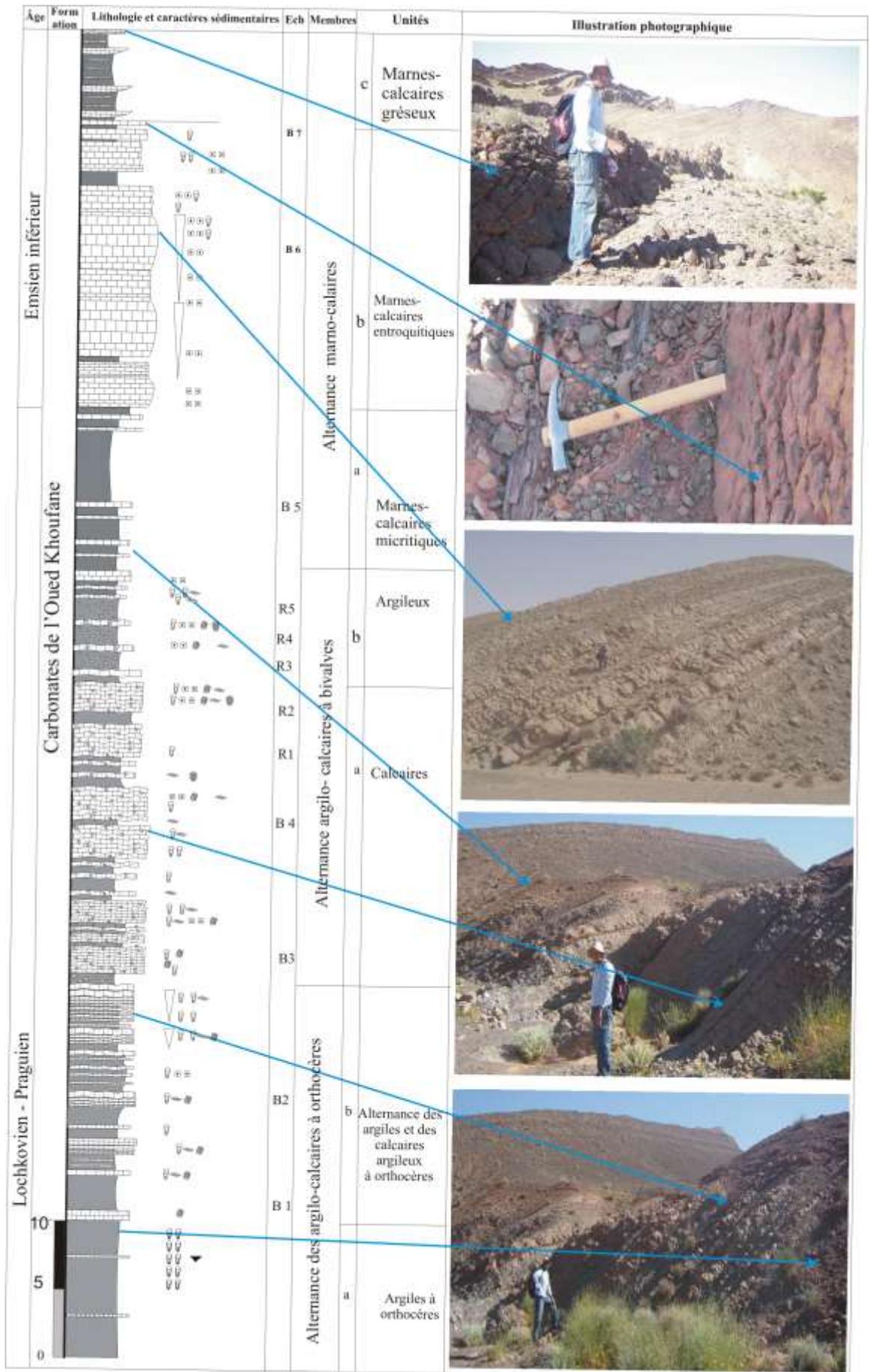


Fig.29: Succession lithostratigraphique de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane

### **Membre (B) : Alternance argilo-calcaire à bivalves (31m)**

Ce membre correspond à une alternance, très rapprochée d'environ 31m d'épaisseur, de bancs calcaires ou calcaires argileux et de niveaux argileux blanchâtres, d'ordre centimétrique à métrique et renfermant des éléments carbonatés anguleux de la taille d'un gravier (grumeaux). Au sein des argiles s'intercalent, Parfois, des lits centimétriques et à base érosive de calcaire gréseux.

Les bancs calcaires offrent une épaisseur variant entre 0,05 et 0,40 m. Ils renferment des intraclastes carbonatés d'ordre millimétrique et livrent une faune abondante de bivalves en disposition variée et quelque orthocères multidirectionnelles, ainsi que de nombreuses tiges de crinoïdes et de rares trilobites.

Ces bancs carbonatés sont séparés, à certains niveaux, par des joints argileux et se présentent souvent en bancs stratifiés ou pseudo-noduleux, renfermant une proportion minimale d'argile. Ce membre est constitué par deux unités :

#### **Unité (a) (22.5m)**

C'est une alternance argilo-calcaires rapprochée à prédominance de calcaire argileux à bivalves ou calcaires graveleux (**Pl.2, B**).

#### **Unité (b) (8.5m)**

Elle correspond à une alternance argilo-calcaire espacée, à dominance argileuse à quelques trilobites et un seul exemplaire de brachiopode, mais très riche en bivalves.

La détermination des trilobites a permis d'attribuer ce membre au Praguien moyen, grâce à l'association suivante :

- *Reedops struvieanus*,
- *Cheiruhus (Pilletopeitis) pauper saharensis*
- *Cheiruhus (Crotalocephalina) gibbus benzirengensis*
- *Prokops chulupaci*
- *Prokops sp.*
- *Phacops sp.*

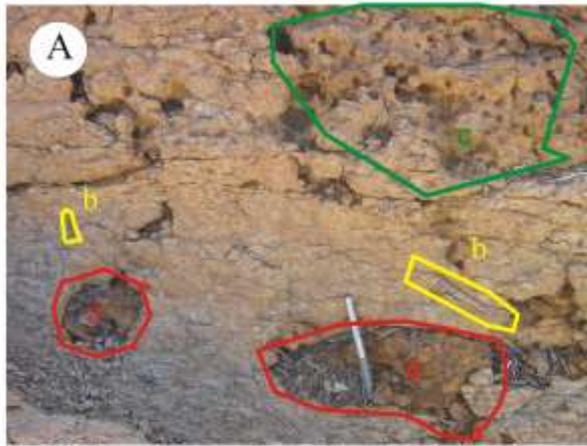
Cette unité est clôturée par une surface matérialisée par une condensation des lamellibranches sur un banc calcaire argileux. (**Pl.2, C**).

### **Membre (C) : Les marno-calcaires (40m)**

Il débute avec la disparition des derniers niveaux calcaréo-argileux à bivalves et prend fin avec la disparition du dernier niveau calcaire. Ce membre, épais de 40 m, correspond à une alternance centimétrique à décimétrique de strates calcaires micritiques à bioclastes et grains de quartz, avec des interstrates marneuses de couleur grise. Les niveaux calcaires sont de couleur grisâtre à violacé à la patine et gris sombre à la cassure. La fraction biogène est représentée par une faune abondante de tiges de crinoïdes, d'orthocères et de bivalves.

La partie basale de ce membre est à dominance marneuse. De plus en plus vers le sommet, les marnes diminuent en épaisseur et les bancs calcaires deviennent de plus en plus nombreux, plus puissants et peuvent atteindre une épaisseur d'environ 1 m.

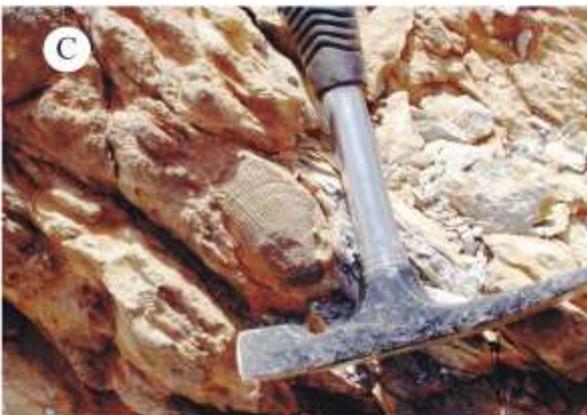
La formation des carbonates de l'Oued Khoufane



A: La limite supérieure du membre (A) : Surface à encroûtements ferrugineuses(a), plaquage d'orthocères (b) et perforation(c) Sur un banc de calcaires argileux à Orthocères



B: Calcaire graveleux au sommet de l'unité (a) du membre (B)



C: La surface supérieure du deuxième membre (B) de "carbonatées de l'Oued Khoufane": Une surface de condensation des lamellibranches sur un calcaire argileux



D: Surface à placage d'orthocères sur un banc calcaire biomicritique au sommet de l'unité (a) du membre (C)



E: La surface supérieure de l'unité (b) de membre (C): une surface ferrugineuse, ondulé à rides de courants.



F: Le dernier banc calcaire de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane

Ces derniers présentent une récurrence de plusieurs cycles stratonomiques négatifs. Le sommet de ce membre se termine par un banc calcaire gréseux à surface ferrugineuse et à rides de courants. Cette organisation lithologique et stratonomique a permis de distinguer trois unités :

#### **Unité (a) (12m)**

Elle correspond à une alternance marno-calcaire plus ou moins espacée. Les intercalations calcaires sont souvent micritiques. La limite supérieure est représentée par une surface à placage des orthocères sur un banc de calcaire biomicritique (Pl.2, D).

#### **Unité (b) (21m)**

Elle est matérialisée par une alternance rapprochée, formant une corniche repère sur le terrain, d'interstrates marneuses grises avec des bancs calcaires entroquitiques d'ordre centimétriques à pluridécimétrique. Ces niveaux calcaires présentent une couleur grisâtre à violacée à la patine et gris sombre à la cassure. De nombreux bancs recèlent une faune abondante d'orthocères et de bivalves, ainsi que des tiges de crinoïdes. La limite supérieure est représentée par une surface ferrugineuse, ondulée à rides de courants sur un banc calcaire crinoïdique (Pl.2, E)

#### **Unité (c) Argiles-calcaires gréseux ou zone de transition (7m)**

Sur une épaisseur de 7m, l'évolution progressive des faciès montre une diminution du caractère carbonaté et on voit l'apparition des calcaires gréseux, silteux ou micacés à laminations discrètes en bancs chenalisés; les marnes deviennent plus argileuses et se présentent sous une teinte violacée; les calcaires deviennent rares puis disparaissent totalement. Certains niveaux calcaire-gréseux sont bioclastiques. On signale également l'apparition, au sein des marnes, de nombreux lits millimétriques de silts violacés. La limite supérieure correspond à une surface ondulée à ride lingoïde (affecté par la tectonique) (Pl.2, F).

### **II.2. La formation des silico-clastiques de l'Oued Khoufane (279m) (Pl.3)**

Elle correspond au « Talus argilo-silteux » de Massa *et al.* (1965) rattaché stratigraphiquement au Dévonien inférieur (l'Emsien supérieur, Massa *et al.* 1965 ; Eifelien inférieur, Pareyn, 1961). La limite inférieure de cette formation correspond à la surface supérieure ondulée à ride lingoïde du dernier banc calcaire gréseux de la première formation. Leur limite supérieure correspond à la base du premier niveau à miches calcaires de la formation sus-jacente.

L'extension considérable, la diversité des figures et des structures sédimentaires ainsi que les caractères faciologiques nous a permis de subdiviser cet ensemble, en deux membres. De bas en haut, on distingue (Fig.30) :

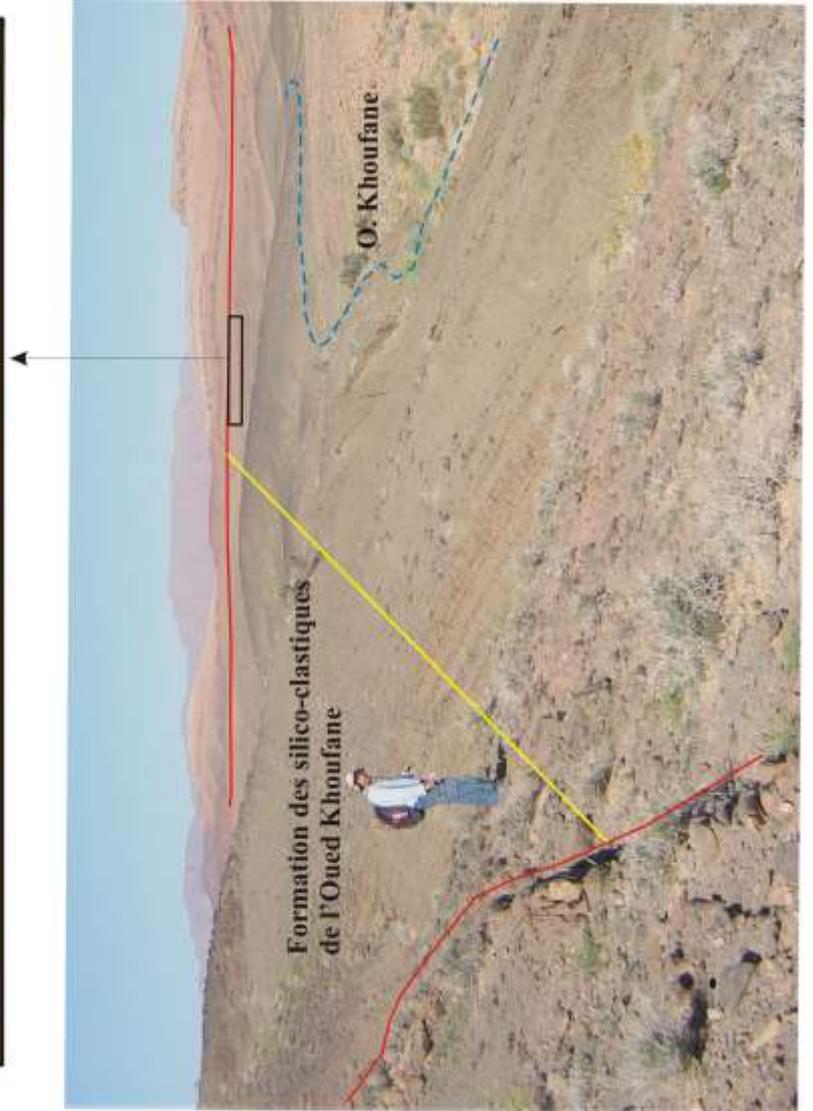
#### **Membre (A) : Alternance argilo-gréseuse (108m)**

Après une zone de transition (passage graduel), la formation carbonatée précédente est suivie par une importante décharge détritique matérialisée à la base par une alternance régulière et rapprochée, d'argiles verdâtres et de niveaux gréseux tantôt massifs, ferrugineux, noirâtres à la patine et grisâtres à la cassure, à ciment siliceux et de texture quartzitique, tantôt en plaquettes verdâtres, très minces. Entre les strates gréseuses s'intercalent également de nombreux niveaux millimétriques de silts micacés.

Planche 3



PL 3



Vue panoramique de la formation des silico-clastiques de l'Oued Khoufane

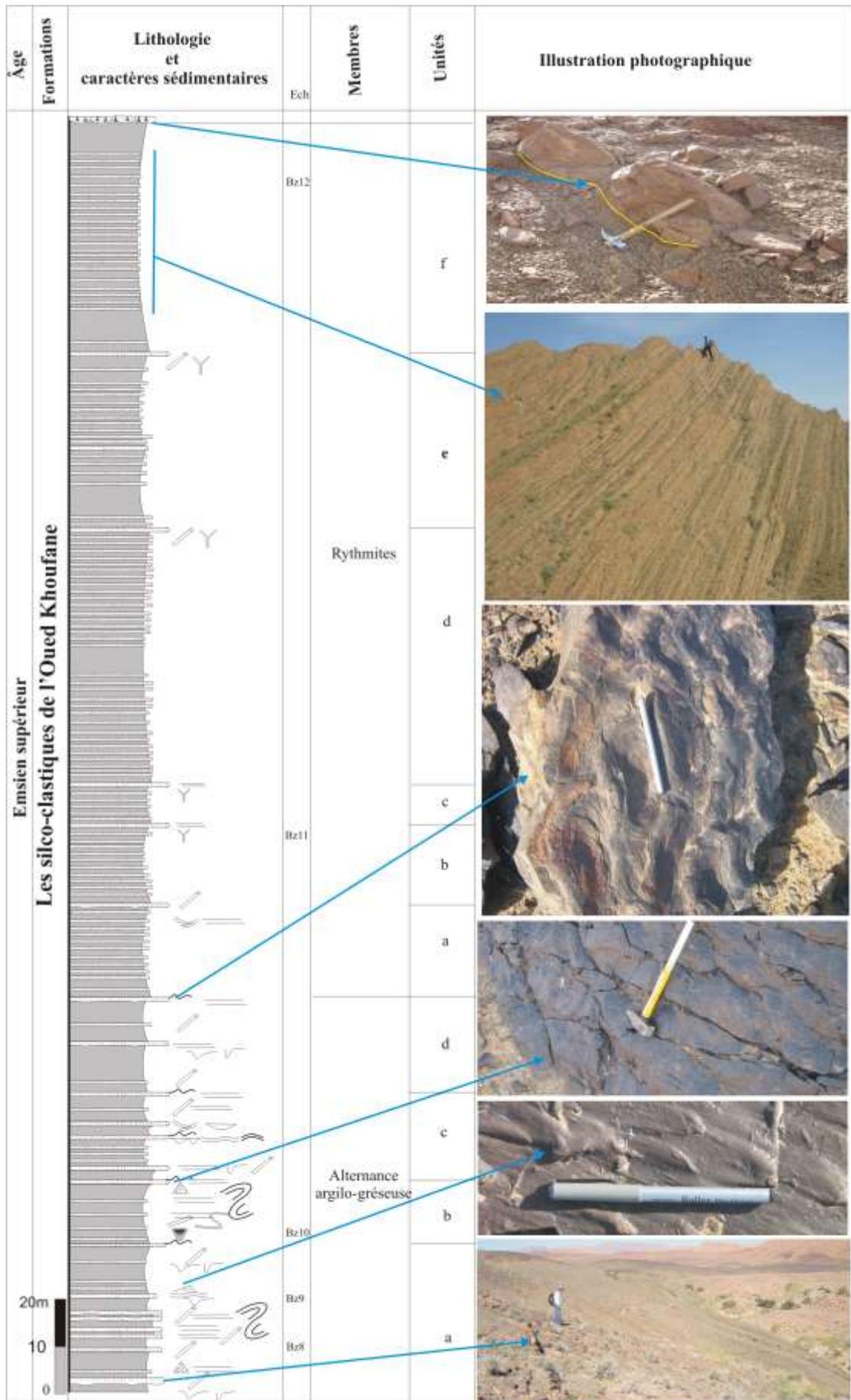


Fig.30: Succession lithostratigraphique de la formation des silico-clastiques de l'Oued Khoufane

Les niveaux gréseux massifs présentent habituellement, à l'interface du banc, des litages plans parallèles (Pl.4, A et B), des laminations ondulées, obliques, entrecroisés (Pl.4, E et F). La base du banc est fréquemment affectée par des traces d'érosion matérialisées souvent par des figures d'affouillement (Pl.4, I et J), de roulement et d'impact. Cette base offre également des figures de charge ("load-casts") de petites dimensions (Pl.4, G et H). La surface sommitale des strates présente parfois des rides lingoïdes (Pl.5, A et B). Certains bancs montrant des structures de types HCS clôturées par des rides symétriques (Pl.4, C et D). Ce matériel arénacé offre également des ichnofossiles abondants et variés représentés essentiellement par des terriers méandriiformes ou en "Y", correspondant vraisemblablement à des Thalassinoïdes (Pl.5, H) et des traces en forme de «U» horizontale sur la surface des strates de type Rhizocorallium (Pl.5, G). Certains niveaux gréseux peuvent présenter des figures diagénitiques de type "cône in cône" (Pl.5, F).

Par endroits, certains niveaux gréseux sont affectés par des structures indiquant un glissement synsédimentaire matérialisé surtout par des figures de torsion et de contournement "slumps" de petite échelle (Pl.5, A et B). Parfois, on signale la superposition directe (amalgamation) de plusieurs niveaux centimétriques de grès à laminations planes et parallèles.

### **Membre (B) : Les rythmites (171m)**

Sur une épaisseur d'environ 171m, succède une importante masse d'argiles feuilletées à aspect schisteux, renfermant, en alternance très serrée, des lamines silto-argileuses, fines tapissées parfois par des ichnofossiles de dimensions assez réduites. Ces lamines confèrent à la masse une couleur à tendance verdâtre ou jaunâtre. De rares strates gréseuses viennent s'intercaler également dans ces argiles.

Cette alternance rythmique, serrée et monotone, donne des couples silts/argiles donnant à l'affleurement un aspect stratifié et rythmé. Ces couplets se présentent comme la succession de nombreuses suites lithologiques positives.

Les bancs gréseux qui s'intercalent dans les argiles (ou schistes laminés) (Pl.3) sont d'épaisseur variable entre 0,10 et 0,40m. Ils présentent à l'interface du banc des laminations planes et parallèles.

Des niveaux gréseux à laminations entrecoupées et à litages de rides de courant sont observés également dans ce membre. La semelle de ces strates est affectée souvent par des figures d'érosion matérialisées par des traces d'affouillement ("flut-casts"), d'impact ("prod et skip casts") et des cannelures de petite dimension ("groove-casts"). La surface supérieure des bancs est, habituellement, modelée par des rides de courant de type lingoïde, ainsi que des perforations dues à la bioturbation. Ce matériel arénacé présente également de fréquentes traces d'activité organique, aussi bien à la limite inférieure que supérieure des bancs.

Planche 4

PL. 4



Litages plans et parallèles (A et B)



Structures de type HCS (C, D)



Stratifications entrecroisées (E,F)



Figures de charges Load-cast (G,H)



Figures d'affouissement (I,J)

Planche 5

PL 5



Rides linguïdes (A, B)



Figure de de torsion et de contournement "Slump" de petite échelle



Figure de de torsion et de contournement "Slump" de petite échelle



Figure de de torsion et de contournement "Slump" de petite échelle



Cône in cône affectant les bancs gréseux



Ichnofossile de type Rhizocorallum



Ichnofossile de type Thalassinoides

### **II.3. La formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers (168m) (Pl.6)**

Elle correspond, pour l'essentiel, à la formation des calcaires médians de Massa *et al.*, 1965, attribuée au Dévonien moyen. Cette formation, épaisse de 168m environ et hétérogène, est formée par des calcaires dolomitiques, des calcaires argileux noirâtres, des calcaires gréseux ou graveleux, des grès et des interstrates marneuses.

On peut scinder cette formation en cinq membres, qui sont de bas en haut (Fig.31) :

#### **Membre (A) : Argilo-calcaires gréseux ou zone de transition (17m) (Pl.7, A)**

Il est matérialisé par l'apparition de niveaux calcaires gréseux d'épaisseurs décimétriques, jaunâtres à la patine et grisâtre à la cassure. Ces niveaux offrent une géométrie lenticulaire (des miches) et renferment des galets mous et des vestiges de sables plus grossiers que le faciès encaissant. De plus en plus vers le sommet, au sein des argiles verdâtres à passées de silts, apparaissent des bancs calcaires légèrement dolomitiques, d'épaisseur décimétrique, de couleur jaunâtre et fusionnent sur de courte distance. Ces niveaux deviennent, vers le haut, de grosses boules elliptiques, pouvant atteindre 1m de diamètre, tapissés par des nodules ferrugineux et par des granules de pyrite. Le sommet, de cette zone, correspond à un niveau de calcaires argileux dolomitiques. Ces derniers se présentent en couleur grisâtre à violacée à la patine comme à la cassure.

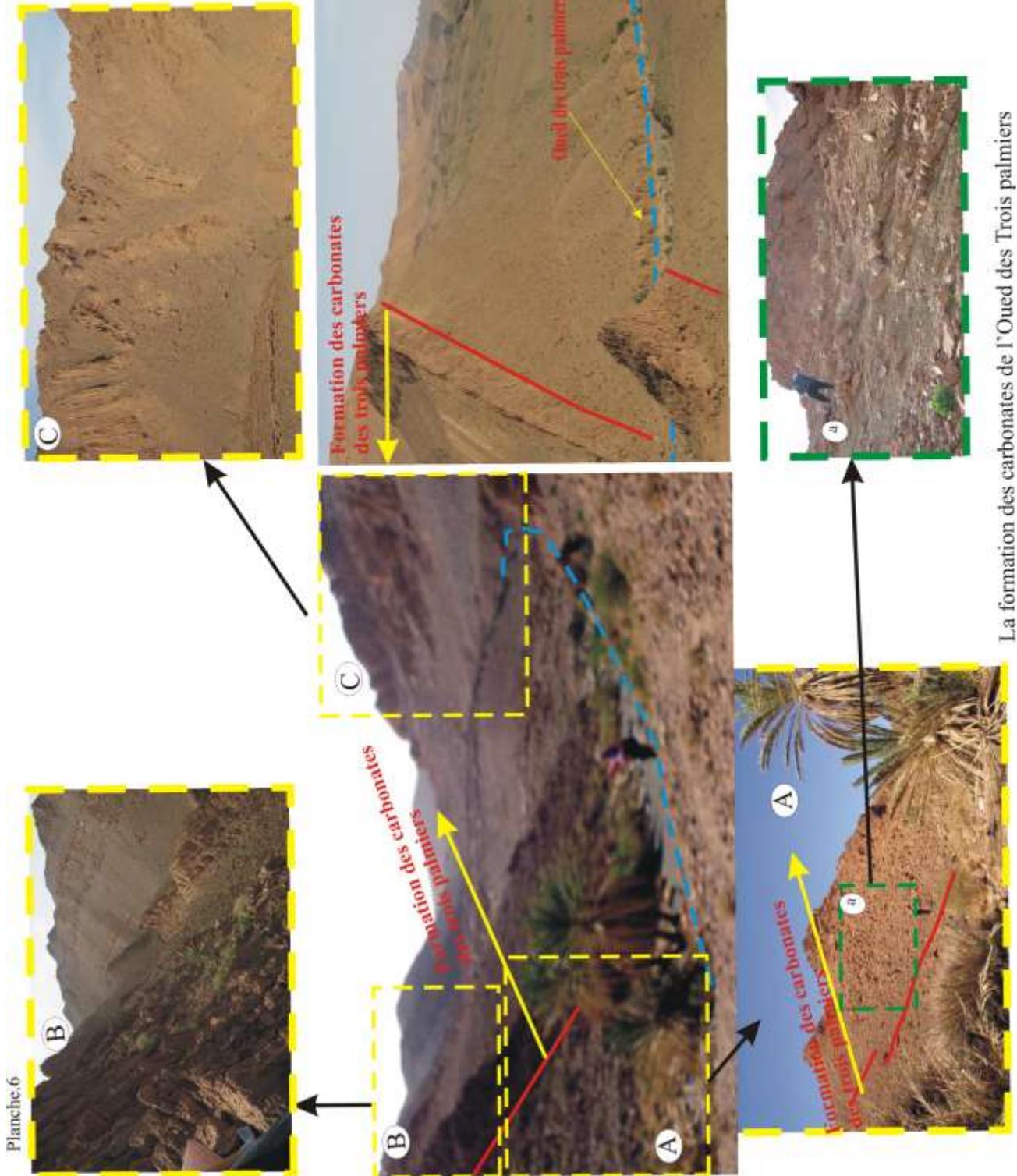
#### **Membre (B) : Alternance de marno-calcaire à faune pélagique (57m) (Pl.7, B)**

Ce membre forme une barre repère affectée, à certains niveaux, par des figures de contournement (glissement synsédimentaire) de faible ampleur. Il est formé par des bancs calcaires noduleux en alternance avec des interlits marneuse sombres. Les marnes admettent des passées centimétriques de grès ou de grès graveleux, ainsi que des bancs de calcaires à entroques. Les bancs calcaires livrent des goniatites (Pl.7, C) et de rares bivalves et trilobites. La limite supérieure est représentée par une surface montrant de nombreuses sections d'orthocères silicifiées (Pl.7, D).

#### **Membre (C) : Alternance Argilo-gréseuse (33m)**

Ce membre épais de 33m environ, est constitué par des argiles verdâtres en alternance avec des bancs gréseux stratiformes, d'ordre centimétrique à décimétrique (de 0,07 à 0,60m) et à base plane ou rarement irrégulière (surfaces d'érosion). Le matériel gréseux révèle souvent une faune, brisées et mal conservée, de crinoïde et d'orthocères. Certains bancs sont affectés, à leurs surfaces sommitales, par des rides de courant. Ils peuvent présenter à l'interface de fréquents litages plans et parallèles et de rares laminations obliques, entrecroisées, ondulées ou des litages de rides de courant. La base de certaines strates à base irrégulière enrobe des niveaux graveleux et des grains grossiers de quartz.

PL.6



La formation des carbonates de l'Oued des Trois palmiers

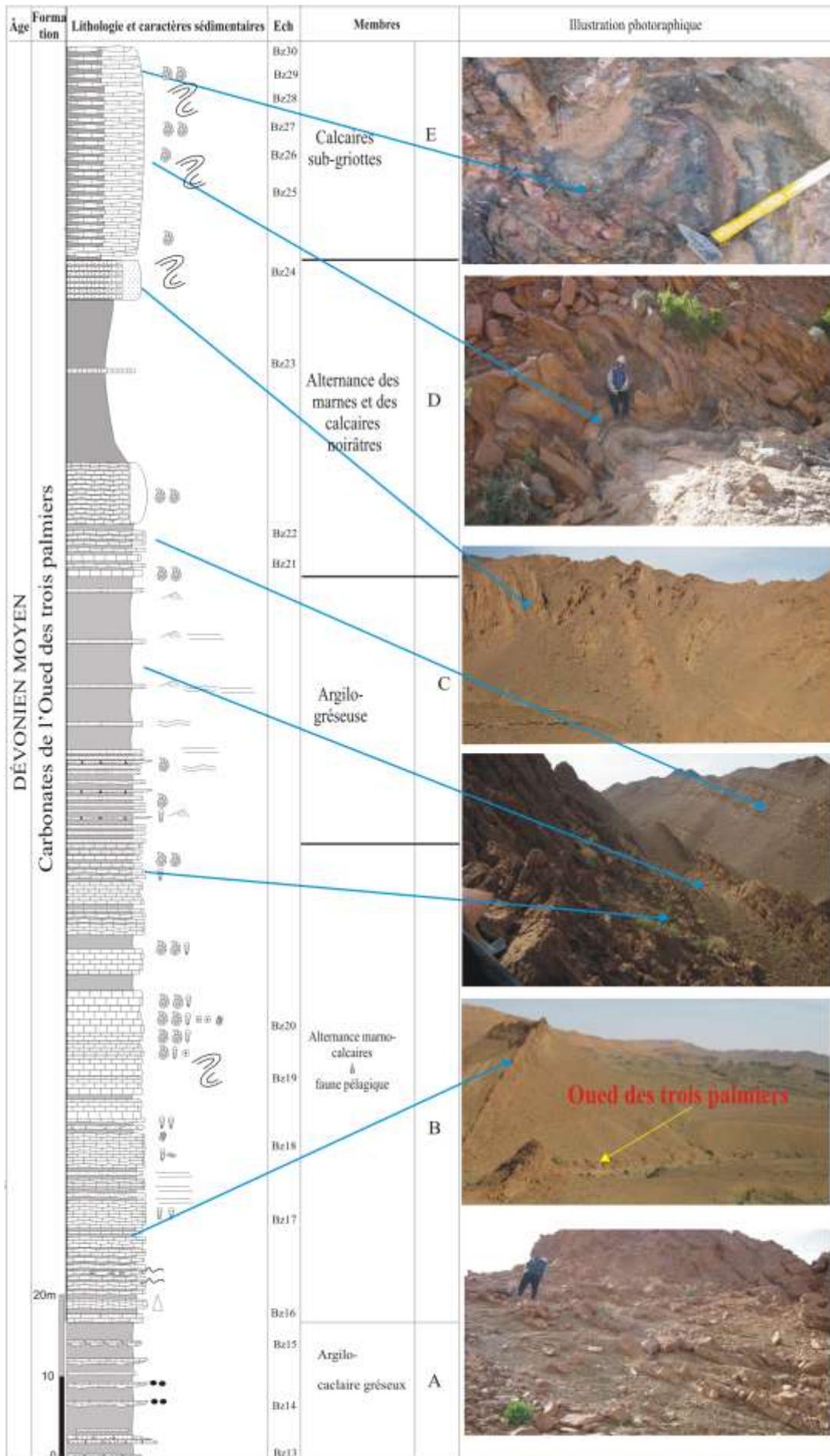


Fig.31: Succession Lithostratigraphique de la formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers



Le membre (A) ou zone de transition:  
Alternance d'argiles et calcaires gréseux



Membre (B): Alternance de marno- calcaires  
à faune pélagique et quelques passées gréseuses



Calcaires à faune pélagique (goniatites)



Le sommet du membre (B) : Surface supérieure  
d'un calcaire, montrant de nombreuses sections  
d'orthocones encroûtées et silicifiées



Alternance de marne et calcaires noirâtres



Membre (E) :des barres calcaires slumpées

**Membre (D) : Alternance de marnes et de calcaires noirâtres (35m) (Pl.7.E)**

Ce membre est composé par des bancs calcaires noduleux à pseudonoduleux, centimétriques à pluridécimétriques, de couleur noirâtre à brunâtre à la patine et gris bleuté à la cassure.

Ces calcaires renferment des plaques d'échinodermes, des débris de bioclastes, des grains de quartz, et ont livré une faune de goniatites plus ou moins abondante. Les niveaux calcaires s'alternent souvent avec des interstrates argileuses, infradécimétriques et de couleur noirâtre. Ils révèlent une texture packstone à tentaculites, crinoïdes et ostracodes.

De plus en plus vers le sommet, apparaît une combe argileuse verdâtre de 18m de puissance. Cette unité est coiffée par une barre de calcaires gréseux à intercalations minces d'argiles verdâtres.

**Membre (E): Les calcaires sub-griottes (25 m)**

Il correspond à une alternance très serrée d'interlits argileux de couleur verdâtre et de bancs calcaires centimétriques, formant une barre de 25m d'épaisseur, slumpée et en saillie dans la topographie (Pl.7,F et G). Les calcaires sont parfois finement gréseux, en bancs pseudo noduleux à noduleux (effet de la bioturbation), de couleur lie-de-vin, brune ou grise à la patine et noirâtre à la cassure. Ces niveaux, bioturbés et plissés, ont livré une abondante faune de goniatites en mauvais état de préservation. Ils correspondent aux faciès tachetés ou calcaires sub-griottes de Massa *et al.* (1965).

**III. Conclusion**

La série du Dévonien inférieur et moyen de la région de Ben Zireg est subdivisée stratigraphiquement en trois "Formations".

La première correspond aux marno-calcaires basales (**La formation des Carbonates de l'Oued Khoufane**).

La deuxième à dominance argileuse, intercalée par des silts et des grès en bancs minces (**La formation des Silico-clastiques de l'Oued Khoufane**).

La troisième correspond à la partie sommitale de la série, matérialisée par des marno-calcaires interrompue par des arrivées silico-clastiques (La formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers).

Pour les attributions biostratigraphiques du Dévonien inférieur et moyen nous proposons le tableau récapitulatif ci-dessous.



# CORRELATIONS ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

## I. Introduction

Les corrélations effectuées entre les terrains du Dévonien inférieur et moyen du Sahara nord occidental algérien et de l'anti-atlas oriental marocain montrent des variations latérales et verticales. Ces variations sont orchestrés par des phénomènes internes (tectonique et subsidence) et externes (eustatisme).

Pour esquisser ces variations et leur donner une interprétation significative, nous proposons ici de faire des comparaisons et des corrélations à différentes échelles.

Il est important de signaler que les travaux sur le Dévonien inférieur et moyen ont été réalisés par différents auteurs, les observations et les objectifs à échelles différentes rendent difficiles d'élaboration de ces corrélations.

## II. Corrélation à l'échelle locale (Fig.41)

Nous délimitons la corrélation locale aux affleurements présents dans les secteurs (de Mader Mahjib, de Hassi Diad, de Soltane el Betoum et de Ben Zireg).

### II. .1. Le Dévonien inférieur

Le Dévonien inférieur présente des anomalies d'affleurements où les conditions sont défavorables, d'où les difficultés de réaliser une corrélation rigoureuse.

On suppose que les variations ne sont pas importantes.

Il ressort nettement que le Dévonien inférieur est développé au niveau de Ben Zireg, représentée par les carbonates et les silico-clastiques de l'Oued khoufane , au contraire au niveau du secteur de Hassi Diab, il est entièrement masqué (Perrodon, 1951). En outre, on remarque que le Dévonien inférieur est représenté seulement par sa partie sommitale à Mader Mehjib et Soltane el Betoum.

### II. .2. Le Dévonien moyen

En ce qui concerne le Dévonien moyen, il est représenté par une alternance inégale de calcaire et marne dans l'ensemble. Cependant, on remarque qu'au niveau de Ben Zireg les calcaires prédominent avec une faune pélagique, interrompus par un épisode détritique situé à leur milieu. Vers Le Nord Ouest, à Hassi Diab et Soltane el Betoum, les niveaux d'argile se développent au détriment des calcaires, Il est important de signaler que la faune est devenue mixte (pélagique et benthique).

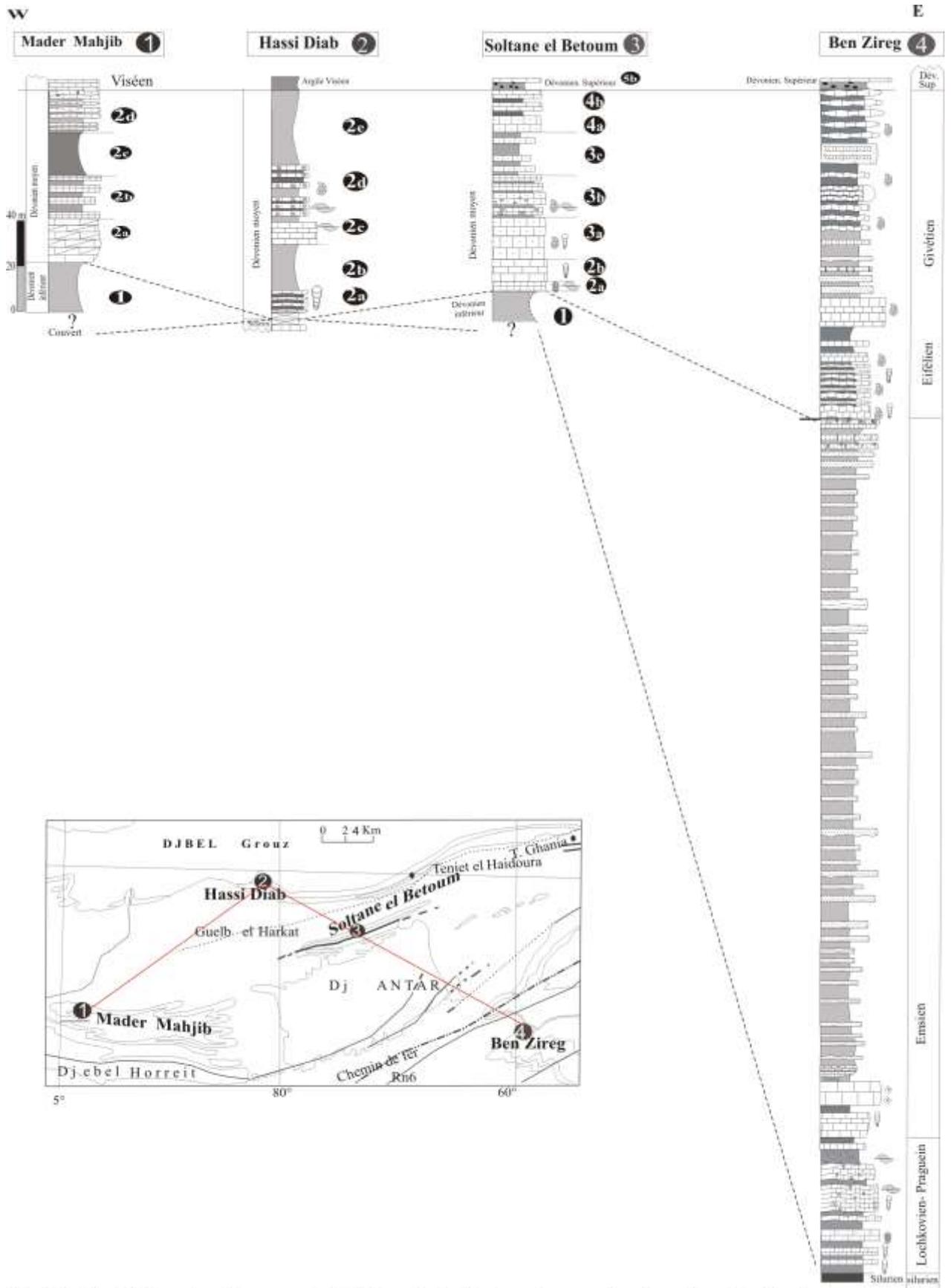


Fig.41 :Corrélation des affleurements du Dévonien inférieur et moyen dans la région Nord Bechar (Mader Mahjib, Hassi Diab, Soltane el Betoum, Ben Zireg)

### III. Corrélations régionales

Les répartitions spatiales des affleurements et les données de forages sont les deux facteurs qui dictent le choix d'orientations des corrélations.

- **Sud/ Nord** (Ougarta, Ic1, Mr1, Ben Zireg)
- **Sud-Ouest/ Nord-Est** (Maider, Tafilalt, Hamar Laghdad, Ben Zireg)

#### III.1. Corrélation du sud vers le Nord :(Fig.42)

Les corrélations se font à partir du km30 jusqu'à Ben Zireg en passant par le forage « Ioucha1 » et « Mehaarez1 » (région de Meharez el Kebir):

##### III.1.1. Le Lochkovien

Au km 30, il est connu usuellement avec deux formations (la formation du Zeimlet et formation du Saheb el Djir) et la partie inférieure de la formation du Dkhissa.

A la base, il s'agit d'une alternance argilo-gréseuse à fragments de trilobites de petits ostracodes, entroques et ptéropodes (en lames minces) **Sacal (1963)**

Dans la partie médiane, on a une série à nette dominance d'argile, avec de fréquentes intercalations calcaires à orthocères. Les microfaciès sont très riches en radiolaires, ostracodes, ptéropodes (**Sacal, 1963**)

A la partie sommitale un dépôt argilo-géseux calcaire.

Dans les sondages de Meharez el Kebir, « Ioucha1 : IC1 » et « Meharez el kebir1 :Mr1 », le Lochkovien est représenté par un dépôt essentiellement gréseux à la base plus argileux au sommet.

A Ben Zireg, il est représenté par un dépôt argileux à orthocères, attribué au Lochkovien sur la base d'une faune à graptolites (Legrand, 1967).

##### III.1.2. Le Praguien

Dans tous les secteurs de corrélations, le Praguien est représenté par une série argilo-gréseuse avec de minces passées de calcaires gréseux et microcristallins, fossilifères à la base, puis une série essentiellement gréseuse au sommet. A l'exception de Ben Zireg où le Praguien est représenté par des marno-calcaires à faune mixte.

Dans la chaîne de l'Ougarta, le Praguien est représenté par la partie supérieure de formation de Dkhaissa où le dépôt argilo-gréseux renferme des niveaux carbonatés à brachiopodes et trilobites, ainsi que de nombreux lits de grés grossiers, argileux. A la fin du Praguien, on a le dépôt carbonaté de la barre A et d'une série argileuse.

Vers le Nord-Est, dans les forages de Meharez el Kebir, le Praguien est semblable à celle de l'Ougarta, sauf que les intercalations calcaires sont rares. Elles sont remplacées par des grés à ciment carbonaté à bryozoaires, brachiopodes, tentaculites de grande taille ainsi que des entroques où le Praguien est clôturée par une sédimentation gréseuse, Sauf à Ben Zireg où elle est représentée par une alternance argilo-calcaire à faune mixte (pélagique et benthique) attribuée au Praguien moyen et supérieur. A l'Ougarta où elle est représentée par la partie basale de **Tefergunit** (barre A et une série argileuse).

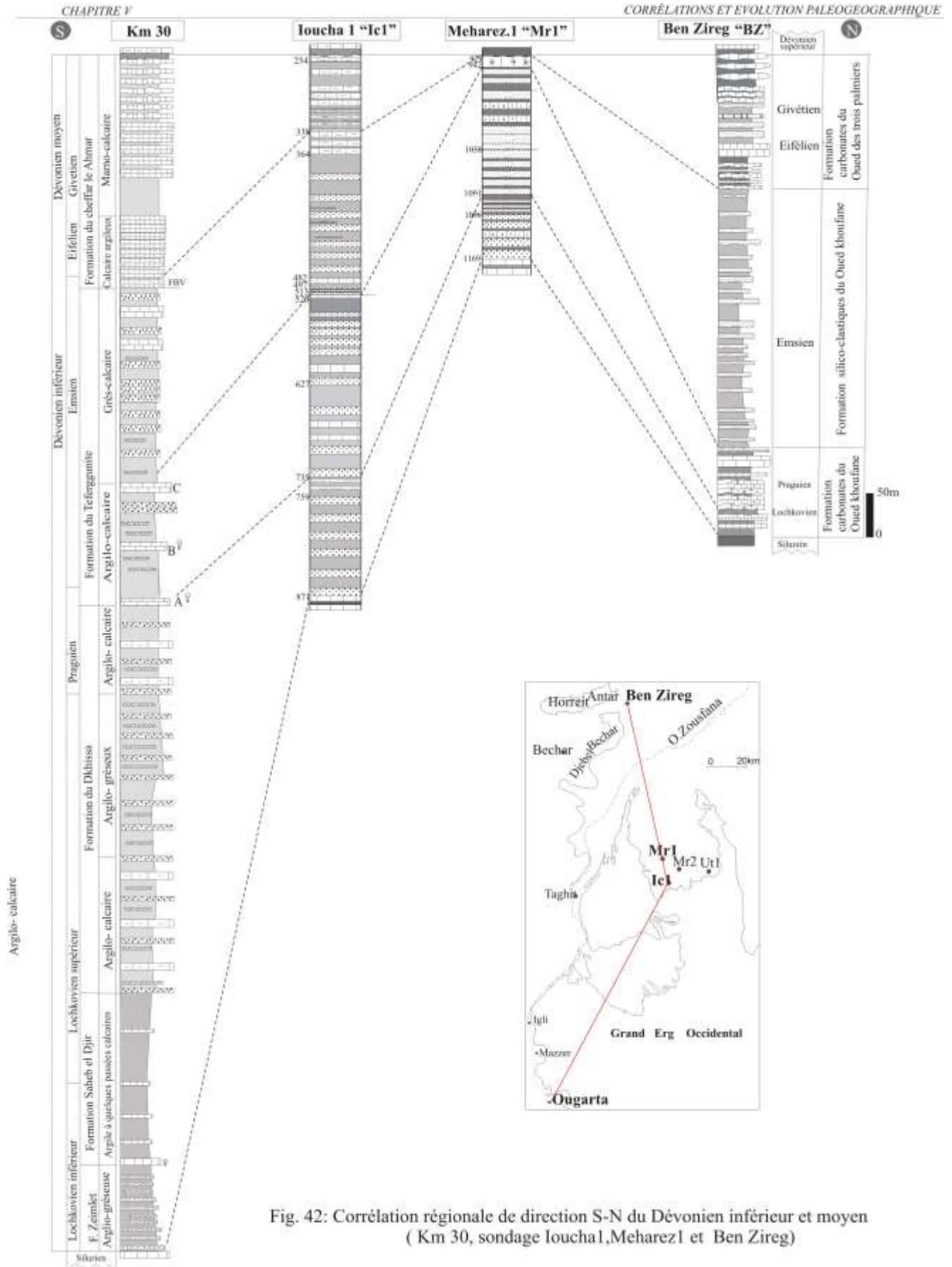


Fig. 42: Corrélation régionale de direction S-N du Dévonien inférieur et moyen ( Km 30, sondage Iouchal, Meharez1 et Ben Zireg)

### III.1.3. L'Emsien

L'influence marine se manifeste partout. Cette transgression est bien datée car les faunes ensiennes sont fréquentes.

La succession débute par une barre calcaire tranchant nettement sur les grés du Praguien. Cette barre, remarquablement constant, semble présente dans tout l'Ouest saharien.

Dans l'Ougarta, après le dépôt des du grés Praguien, une transgression importante permet l'épanouissement de faunes pélagiques à partir du Praguien terminal et se maintient à l'Emsien inférieur et moyen, **tandis que la fin de l'étage (Emsien supérieure) manifeste une tendance régressive, avec une faune néritique et apports de sédimentation clastique, même au cour des périodes de sédimentation carbonatée. C'est la formation de Teferguenit**

Dans les régions de Meharez et Kebir, l'Emsien offre une épaisseur déjà moindre ; les carbonates s'y font de plus en plus rares, en même temps que l'on observe un enrichissement progressif en matériel détritique, mais toujours assez fin.

La phase régressive, marquée, à la fin de l'Emsien, en particulier, par un enrichissement en apports gréseux et par la disparition progressive des faunes pélagiques au profit des **faunes benthiques, et qui** s'accroît de plus en plus au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord accompagné par une diminution d'épaisseur jusqu'à Mr1 où il est profondément érodé avec une épaisseur de 13m.

Vers le Nord à Ben Zireg la phase régressive est matérialisée par le changement de la faune, par le déplacement d'un faciès de plate forme externe à un faciès de plate forme interne et par l'enrichissement des carbonates par des apports détritiques jusqu'au dépôt des sédiments détritiques franches (une épaisse série silico-clastiques et l'épaisseur augmente jusqu'à plus de 200m).

### III.1.4. Le Dévonien moyen

La phase régressive de la fin de l'Emsien est suivie par une transgression de très grande extension, se plaçant au Dévonien moyen ; tandis que à l'Ouest, la sédimentation paraît continue, l'âge de la transgression semble de plus en plus récent lorsqu'on s'éloigne vers le Nord-Est.

Dans tous les secteurs, la série argilo-calcaire à passées détritiques, contient une faune où dominent les formes pélagiques.

Dans la partie Sud (Ougarta, les sondages, Ic1, Mr1, Mr2), le Dévonien moyen se compose de deux ensembles différents : Un ensemble supérieur carbonaté composé d'intercalation de calcaires argileux et de marnes dolomitiques grises foncées à ptéropodes et tentaculites (épaisseur de 40 m à 50 m) et un ensemble inférieur terrigène à quelques épisodes calcaires (épaisseur de 70 à 90 m).

### III.2. Corrélation Sud-Ouest/ Nord-Est (Fig.43)

Les coupes utilisées sont les suivantes :

- La coupe de Ben Zireg
- La coupe d'Erfoud (Tafilalt)
- La coupe du massif récifale de Hamar Laghdad (Tafilalt)
- La coupe synthétique du Maider

#### III.2.1. Le Lochkovien

Dans tous les secteurs (Maider, Tafilalt, Ben Zireg), il est représenté par une série marno-calcaire à orthocères qui caractérisent les dépôts Lochkoviens.

La seule exception à cette règle est la mise en place d'une série de roche volcanique (basaltes alcalins) au niveau de Hamar Laghdad, passe à des argiles noires à nodules calcaires avec une épaisseur très réduite qui ne dépasse pas la dizaine de mètres à Erfoud.

#### III.2.2. Le Praguien

À Ben Zireg, il est représenté par une série de 70 m d'une alternance argilo-calcaires à faune mixte (pélagique et benthique). Vers l'Ouest de Ben Zireg, à Hamar Laghdad, le Praguien est représenté par une série de 130 m de calcaires crinoïdiques. Elle est matérialisée à Erfoud par une argile à nodules calcaires.

#### III.2.3. L'Emsien

L'Emsien est subdivisé en deux parties :

- Partie inférieure calcaire
- Partie supérieure argileuse

- **L'Emsien calcaire** : l'épaisseur augmente vers le Sud-Ouest

À Ben Zireg, il est représenté par une série marno-calcaire avec une épaisseur de 30m. Le début de cette série est matérialisé par une barre de calcaires crinoïdiques

Vers l'Ouest de Ben Zireg, à Hamar Laghdad, l'Emsien est représenté par une série de calcaires crinoïdiques.

À Erfoud, l'Emsien est composé par une série argilo-calcaire de (69m) de puissance. Elle est matérialisée par des argiles à orthocères, bivalves, tentaculites et des calcaires à crinoïdes et tentaculites.

- **L'Emsien argileux**

À Ben Zireg une puissante série argilo-gréseuse de 295m passe vers l'Ouest à Hamar Laghdad au monticule de Kess-Kess représenté par des biohermes à polypiers associés à des calcaires fins de 100m d'épaisseur

À Erfoud, une série argileuse de 100m d'épaisseur à quelques rares passées calcaires jaunes noduleux vers le sommet.

Au Maider, une série d'argile à nodules ou à lentilles sableuses de 50m de puissance se dépose.

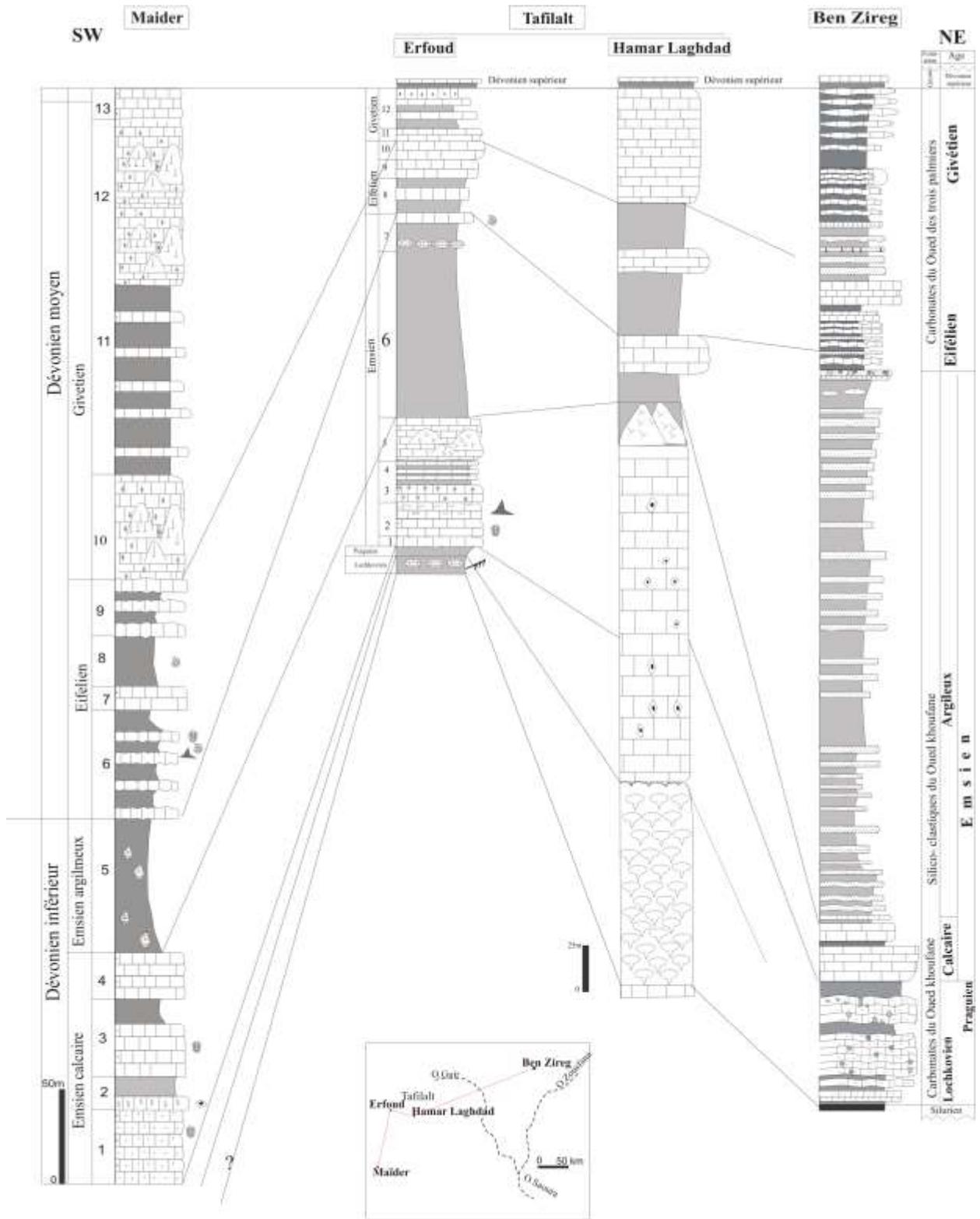


Fig.43: Corrélation SW- NE des affleurements du Dévonien inférieur et moyen ( Maïder, Tafilalt, Ben Zireg)

### III.2. 4. Le Dévonien moyen

A Ben Zireg et dans les affleurements plus à l'Ouest de celui-ci (Tafilalt, Maider), le Dévonien moyen est représenté par les calcaires dolomités à passées de marnes et d'argile et parfois gréseux à faune pélagique. Son épaisseur à Ben Zireg est de 150 m.

Au Maider, un petit ensemble de calcaire, de marnes et d'argiles ainsi que quelques monticules récifaux sont attribués au Dévonien moyen. Calcaires crinoïdiques, biostrome, biohermes côniques ou massifs développés et brèches récifales à stromatopores et polypiers.

Pour résumer les répartitions de faciès dans le Sahara nord occidental algérien et l'Anti-Atlas oriental marocain, nous proposons les schémas suivants (Fig.44):

Il en ressort ce qui suit :

Une province calcaire centrée sur l'Anti-Atlas marocain et qui se poursuit jusqu'à Ben Zireg, et une autre à caractère détritique qui commence au Sud de Ben Zireg à proximité des Forages du grand Erg occidental. Cette répartition n'est pas fortuite mais elle peut être claquée sur un morcellement pléostructural. Ces deux provinces fonctionnent du Lochkovien au Praguien.

A partir de l'Emsien, on décèle une tentative d'homogénéisation par la fréquence des intercalations calcaires dans les épisodes détritiques.

Cette homogénéisation se concrétise au Dévonien moyen où les faciès calcaires l'emportent par l'installation du régime marin franc et la raréfaction des silico-clastiques.

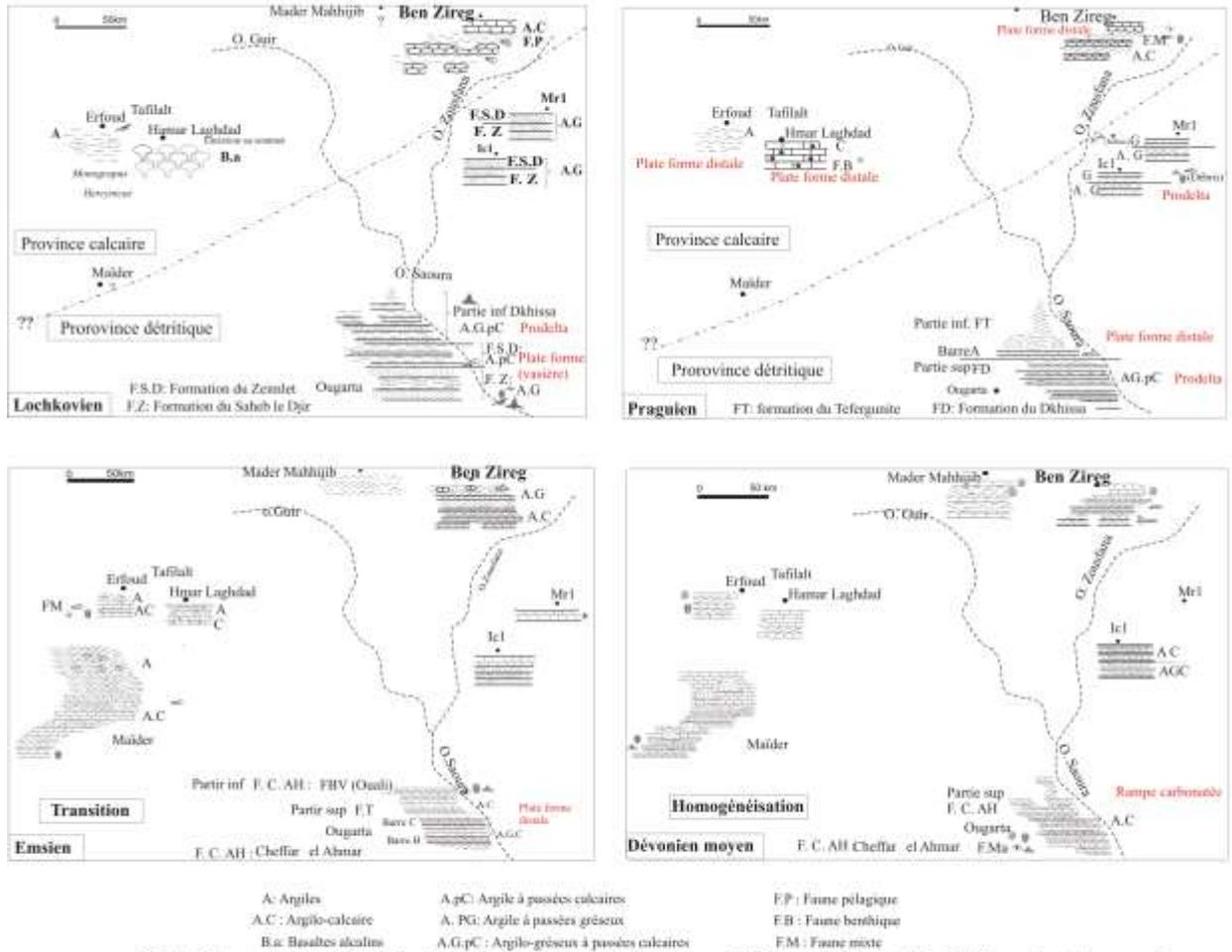


Fig.44: Répartition des faciès du Dévonien inférieur et moyen dans le Sahara algérien et l'Anti-Atlas oriental marocain

#### **IV. Evolution paléogéographique**

Sur la base de la distribution des faciès et des données bibliographique. On propose l'évolution paléogéographique suivante :

##### **Premier stade : Lochkovien inférieur**

Dans tous les secteurs, on a un milieu relativement profond attesté par les calcaires à scyphocrinites, ainsi que les niveaux à orthocères (argiles, calcaires) qui caractérisent les dépôts Lochkoviens. La seule exception à cette règle est la mise en place d'une série volcanique au niveau de Hamar Laghdad qui témoigne d'une instabilité tectonique.

##### **Deuxième stade : Lochkovien supérieur- Praguien inférieur**

Dans la plus part des secteurs, le milieu profond persiste sauf dans la région de l'Ougarta où on a une sédimentation prodeltaïque (partie supérieure de la formation de Dkissa). Ainsi que dans les sondages de Meharez el Kebir. Cette situation demeure jusqu'au Praguien inférieur. (Un apport détritique vient du Sud).

Un haut fond est créé au niveau de Hamar Laghdad touché par une émergence où on trouve un paléosol du Praguien inférieur sur lequel se développent des calcaires à crinoïdes au Praguien supérieur.

**Troisième stade : Praguien supérieur**

Une tendance transgressive qui touche l'Ougarta où on a le dépôt des carbonates qui forment la barre de la muraille de Chine, et émergence du haut fond de Hamar Laghdad qui favorise l'installation des crinoïdes ceci persiste jusqu'à l'Emsien inférieur (Emsien calcaire). Cette transgression ne touche pas la région de Meharez el Kebir.

A Ben Zireg le dépôt de plate forme carbonatée à faune mixte est maintenu dans une province calcaire située au Nord d'une province détritique (Sahara algérien).

**Quatrième stade : Emsien inférieur**

Le faciès de milieu relativement profond au Tafilalt et au Maider avec la seule exception la mise en place des monticules kess-kess de Hamar Laghdad, mais toujours relativement profond sous la zone d'attaque des vagues de tempêtes (Brachet *et al*, 1992 ; Mounji, 1995, Mounji *et al*, 1996 et 1998). A l'Ougarta un milieu de plate forme distale représentée par la partie médiane de la formation (partie médiane et supérieure de la formation du Tefergunit et FBV de Ouali). Cette phase traduit les prémices d'homogénéisation des faciès.

**Cinquième stade : Emsien supérieur**

Une tendance régressive dans le secteur de Ben Zireg où on a une sédimentation prodeltaïque (plate forme proximale) et dans l'Ougarta et Meharez el Kebir où on a le changement de faciès du pélagique vers le néritique.

**Sixième stade : Dévonien moyen**

Une transgression généralise dans tous les secteurs où on a un faciès du milieu profond (Calcaire à faune pélagique : gonatites, tentaculites)

Au niveau du Maider vers la fin de l'Eifélien, des monticules sont établis sur des relativement profondes (Wendt, 1993, Mounji *et al* 1997, Kaufman, 1998).

A la fin du dévonien moyen, dans le Tafilalt et au Maider un dépôt de pente matérialisé par des brèches à coraux et Stromatopores, intercalés dans des calcaires noirs à grains fins et traces fossiles.

Dans le secteur de Ben Zireg cette phase transgressive est interrompue par une période régressive puis le retour à la transgression qui va homogénéiser les faciès du Nord au Sud puisque cette transgression est connue sur toute la plate forme saharienne.



## AVANT PROPOS

Il m'est agréable au terme de ce parcours, de rappeler les dettes de reconnaissance que j'ai successivement contractées durant la réalisation de ce travail de mémoire qui nécessitait de nombreux concours.

Je tiens à remercier en toute amitié, tous ceux qui m'ont soutenue et encouragée.

Que les personnes auxquelles je pense ici me pardonnent, d'avoir fait le choix de ne pas les citer nommément car la liste aurait été trop longue.

Je tiens à remercier très vivement Monsieur **Ouali Mehadji AEK** d'avoir me proposé le sujet, m'encadrée et me supportée pendant ces années. Également pour sa disponibilité à tous les instants et pour le temps qu'il m'a consacré sur les terrains de Ben Zireg.

Toute ma gratitude va à Monsieur **Benhamou.M** pour ses multiples recommandations et son accueil très ouvert et son aide à l'interprétation des lames minces et c'est un honneur pour moi d'avoir accepté de présider le jury de mon travail.

Je remercie Monsieur (**MANSOUR.B et BENYAHIA.M**) qui ont acceptés de juger mon travail.

Je tiens également à remercier Monsieur **Mekkaoui** pour son aide inestimable manifestée par des nombreuses et fructueuses conversations et conseils, ainsi que son soutien moral. Qui tout au long des années de mémoire, m'a toujours ouvert ses portes et m'a ainsi fait bénéficier à la fois de son expérience de terrain et de sa connaissance de la région.

Un tout grand merci à mon ami **Benyoucef Madani** qui m'a accompagné dans les missions de terrain et qui a pris le risque avec moi et qui n'a jamais cessé de m'aider et m'encourager.

Un grand Merci également à Monsieur **Bouterfa B** pour ses conseils et sa disponibilité.

Je remercie chaleureusement Monsieur **Atif Kh** pour ses nombreux encouragements.

Il m'est très agréable de remercier : ABBACHE, SALHI, TABLIOUNA, MAHBOUBI, SEDDIKI, BAÏCHE, OSMANI, HASNI, MEZOUGUI T, MADANI M, KADDA et madame ABDELKAMMEL pour leurs conseils, leurs aides et leurs encouragements.

Ma vive gratitude et mes remerciements s'adressent également à mes collègues en post-graduation : BOUALEM, BENABDELLAH, FILLALI, ABLAOUI, YAKOUBI, KADDA et MEZIANE.

Un Merci particulier s'adresse à mes neveux (Ayoub, Hamza) et à tous mes amis qui m'ont encouragé : Hasni, Brahim, Mhamed, Amine, Attab, Riad, Laroui, Fethi, BENDELLA, kader, kader.k .....).

Il est injuste de ne pas adresser mes remerciements aux membres de ma famille surtout à mon grand frère (BABA) qui m'a grandement épaulé et soutenu.

Mes remerciements vont bien sûr tout particulièrement à ma chère femme pour son soutien de tous les instants, sans oublier mon fils (Iyad).

## Résumé

La structure antiforme de Ben Zireg se situe au pied du massif carbonifère de l'Antar, occupant une place dans la zone de transition entre la plate forme saharienne et l'Atlas saharien. Elle se localise à environ 60km à l'Est de la ville de Bechar. Elle renferme des terrains essentiellement paléozoïques. L'étude lithostratigraphique et sédimentologique des formations du Dévonien inférieur et moyen a permis de distinguer trois grandes formations reflétant des conditions eustatiques, tectoniques et climatiques différentes.

La formation des carbonates de l'Oued el Khoufane d'âge Lochkovien- Emsien supérieur. Elle est matérialisée par une alternance marno-argilo-calcaire qui s'inscrit dans un environnement de plate-forme.

La formation des silico-clastiques de l'Oued el Khoufane rapportée au Emsien supérieur. Elle est formée par un matériel détritique grés-silt-argileux montrant les caractères d'une plate-forme déritique à quelques bouffées turbiditiques

La formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers est attribuée Dévonien supérieur. Il s'agit d'une alternance marno-calcaire de plate-forme distale, interrompue par des arrivées détritiques d'origine prodeltaïque.

La répartition verticale de ces faciès ainsi que leurs association ont permis de proposer un découpage séquentiel qui s'organise en deux séquences, la première à caractère régressive : carbonatées (plate-forme carbonatée), à la base et silico-clastiques (prodelta), au sommet. La deuxième à caractère transgressive avec des pulsations régressives.

**Mots clé :** Ben Zireg, transgressive, régressive, prodeltaïque, plate-forme, distale

## **Abstract**

The structure antiforme Ben Zireg lies at the foot of the massif of the Carboniferous Antar, occupying a place in the transition zone between the platform Saharan and Saharan Atlas. It is located approximately 60km to the east of the town of Bechar. It contains mainly Paleozoic grounds. The study lithostratigraphic and sedimentary formations of Lower and Middle Devonian made it possible to distinguish three great formations reflecting from the different eustatic, climate and tectonic conditions.

The carbonates of Oued el Khoufane formation of Lochkovien-Emsian higher age. It is marked by alternating marl, clay and limestone which is part an environment of platform.

The sand-clastics of Oued el Khoufane formation brought back to Upper Emsian. It is formed by detrital material sand-silt-and clay alteration. This material showing the characters of a detrital platform to some puffs turbidity currents.

The carbonates Oued three palm is formation is attributed to Upper Devonian. It consists with a laternance marl and limestone of distal platform, interrupted by the detrital arrivals of prodeltaic origin.

The vertical distribution of these facies and their association helped to provide a cutting sequence which is organized into two sequences, the first of a regressive nature: carbonate (platform carbonate), at the base and silico-clastic (prodelta) at the top. The second transgressive character pulses with regressive.

**Keywords:** Ben Zireg, transgressive, regressive, prodeltaic, platform, distal

# SEDIMENTOLOGIE

## I. Introduction

L'étude sédimentologique est utilisée dans notre travail comme outil pour :

- Retracer une logique de l'enchaînement des faciès, qui aboutit à la notion de la géométrie de dépôt et celle de la dynamique de l'aire de sédimentation.
- Reconstituer les milieux de dépôts et esquisser les paysages sédimentaires du Dévonien inférieur et moyen, dans la région de Ben Zireg.

On dispose à cet effet d'un certain nombre de méthodes d'analyse dont celles de la sédimentologie des dépôts carbonatés et argilo-gréseux.

## II. Faciès, microfaciès, Association de faciès et environnements de dépôt

### II.1. Définitions

#### II. 1.1. Notion de faciès

Le faciès, expression latine signifiant aspect qui est introduit par Nicolas Stenon en 1669 (in Teichert, 1958). Il a été largement appliqué en géologie sédimentaire et employé suivant des acceptions très diverses. Sa définition initiale remonte à Gressly (1838-1841) qui lors de ses observations géologiques sur le Jura Soleurois a montré que « des modifications très variées soit pétrographique, soit sédimentologique, Anterrompent à chaque pas l'uniformité universelle, ... ; ce sont des modifications que j'appellerai faciès ou aspect de terrain ». Cette définition du faciès est donc purement comparative.

A cette notion de relativité, Haug (1903) ajoute une approche synthétique où « le faciès est la somme des caractéristiques paléontologiques et lithologiques d'un dépôt (sédimentaire) en un endroit donné ». Selly (1970), par la suite, admet qu'un faciès est défini par cinq paramètres à savoir : la géométrie, la lithologie, la paléontologie, les structures sédimentaires et le type de paléocourant. Actuellement, ce terme a perdu beaucoup de sa signification originale. Ainsi, il est utilisé pour exprimer la forme, l'aspect et les conditions de dépôt (Cramez, 1990).

En effet, la notion de faciès est fonction de l'échantillonnage qui se veut aussi représentatif que possible de l'unité élémentaire qu'est le banc (Ameur, 1988). Ce dernier peut présenter de très importantes variations latérales et verticales affectant ses caractères lithologiques, faunistiques et ses structures sédimentaires. Chaque faciès traduit l'histoire évolutive des dépôts qui subissent plusieurs transformations au cours du temps où plusieurs phases sédimentologiques interfèrent pour donner la roche finale.

Dans la majorité des cas, un seul faciès sédimentaires n'est déterminant d'un milieu de dépôts donné. C'est l'association de plusieurs faciès qui permet de lever cette indétermination et de proposer des reconstitutions paléogéographiques (Biju-Duval, 1999). Il est donc nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation.

C'est pour cela, on doit réunir plusieurs faciès, en associations de faciès, pour caractériser la série dévonienne de Ben Zireg par des environnements de dépôt bien précis.

### **II.1.2. Notion de microfaciès**

Le terme microfaciès fut créé en 1943 par Brown sans être défini exactement (Bingot, 1972). La définition précise du microfaciès, au sens où nous l'entendons actuellement est proposée en 1945 par Cuvillier, pour désigner l'ensemble des caractères minéralogiques observés sous le microscope optique ou l'aspect sous microscope. L'utilisation du microfaciès permet de respecter le principe de la dégradation des échelles d'observation (chaque faciès correspond à un ou plusieurs microfaciès). Parfois, le microfaciès caractérise un aspect de la roche qui n'est pas nécessairement celui de son faciès (Cuvillier 1952 ; Bignot, 1972). En effet, les microfaciès sont, en général, beaucoup plus diversifiés que les faciès, car leurs caractères sont à la fois plus nombreux et plus éloquents (Bignot, 1972). Fairbridge (1954) a cru pouvoir introduire les notions de microbiofaciès et de microlithofaciès. Ces deux expressions employées pour désigner une partie seulement des caractères faciologiques (Bignot, 1972). De ce fait, un microfaciès englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

### **II.1. 3. Notion d'association de faciès et séquences de faciès**

Fournie (1973) est le premier qui a utilisé la démarche de rechercher les fréquences d'association de faciès et permettant, également, la confection de « Séquence virtuelle locale » (Kazi Tani, 1986). Une association de faciès correspond à l'ensemble des couches sédimentaires caractérisées par la combinaison et l'arrangement géométrique de deux ou plusieurs faciès. L'association des faciès permet de définir les dépôts sédimentaires à l'intérieur d'un système logique d'organisation verticale et horizontale (Ameur, 1988). D'une façon générale, une association verticale de faciès successifs définit une séquence constituée de différents termes qui s'enchaînent dans un ordre déterminé sans interruption majeure de sédimentation (Biju-Duval, 1999).

Par ailleurs, les séquences de faciès représentent des séries de faciès qui passent de l'un à l'autre. Ces séquences sont limitées au sommet et à la base par des discontinuités. Cette vision rejoint celle de la loi « loi de Walter » (1894) ; en effet les faciès rencontrés verticalement traduisent une rétrogradation (progradation) latérale des environnements contigus. Ainsi, le passage d'un environnement (association de faciès) à un autre (contigu) doit de faire avec des zones de transition. Les séquences de faciès d'environnements éloignés, quand elles sont superposées, impliquent des phases d'arrêt sédimentaires ou d'érosion : d'où l'intérêt de visualiser la nature des contacts entre les différentes séquences de faciès.

### **II.1.4. Notion de milieu dépôt et de systèmes sédimentaires**

Le milieu de dépôt est la résultante d'un ensemble de conditions biologiques, physico-chimiques (dynamiques, chimiques, climatiques) et topographiques qui se sont perpétuées durant un certain temps pendant lequel s'est effectué le dépôt sédimentaire (Elf Aquitaine, 1977). D'autres phénomènes peuvent intervenir tels que la subsidence, émergence, l'arrêt de sédimentation et l'eustatisme. Ainsi, dans la nature, on distingue trois principaux environnements sédimentaires : continental ; marin ; mixte. Chacun de ces trois catégories majeures est subdivisé à son tour en plusieurs milieux sous l'action différentielle de certains facteurs (morphologiques ou architecturales, physico-chimiques, biologiques). Du continent jusqu'au fond océanique (**Fig. 32**), On distinguera la plaine côtière inondable ; la zone littorale, depuis la ligne de la côte, avec un rivage instable ; la zone tidale où les flux continentaux (deltas et estuaires) sont considérables et où l'effet des marées est maximum ; le plateau continental ou la plate-forme continentale, zone d'érosion et/ou de piégeage de sédiments et surtout de « fabrication » des carbonates ; la marge continentale (pente et glacis) où se développent souvent de grands prismes sédimentaires ; les grands fonds, domaine de la pluie pélagique dans les plaines et les collines abyssales et localement des accumulations de contourites et de turbidites ; le domaine hadal correspond enfin aux fosses les plus profondes.

### **II. 2. Inventaire et interprétation des faciès et microfaciès**

En ce qui concerne notre travail, les faciès ont été décrits sur la base d'observations macroscopiques (lithologie, chromofaciès, granulométrie, reconnaissance des structures sédimentaires, stratonomie, organisation interne des bancs, nature des limites des bancs, contenu biologique, phénomènes physico-chimiques et biosédimentaires) et microscopiques (nature des grains et de la phase de liaison, texture, classement des constituants, phénomènes sédimentaires et diagénétiques majeurs...). Sur le plan microscopique, on a adopté pour les roches carbonatées, la classification texturale de Dunham (1962) et celle analytique de Folk (1959).

Milieux	marin Cotier		Domaine marin restreint			Marin ouvert	
Morphologie			Plate-forme interne		Barrière	Plate-forme externe	bassin
Bathymétrie	Contin-ental	Supra-tidal	intertidal	Subtidal (mediotidale)		Marin peu profond	Marin + profond
							Pente et talus
							Bassin
Niveau d'énergie	Variable	Moyenne à basse	Basse		Très élevée	Moyenne	Basse
Type d'énergie	- Éolienné - Marée exceptionnelle - Fluviale temporaire	Zone de balancement des marées ordinaires	Zone protégée (par la barre et/ou la profondeur)		- Vagues - Courants marins - Vents	Vagues et courants	Sous la limite inférieure de la zone d'action des vagues
Faune					Constructeurs ou dune oolithique	Benthique	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="margin-right: 10px;">→</div> <div style="margin-right: 10px;">←</div> </div> Pélagique Échinodérme
Flore	Characées (eau douce à saumâtre)	Stromatolites algues bleues	Algue vertes et oncolites		Algue rouge		

LAVC: limite de la zone d'action des vagues et des courants et limite de la zone de photosynthèse

Fig.32: Les grands milieux de dépôts actuels et anciens (Elf Aquitaine,1977;Yapaudjian,1987)

## II. 2.1. Inventaire des faciès

Un ensemble de cinq faciès a été relevé au niveau de la série du Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg, noté FA ; FB ; FC; FD et FE. Pour aider à mieux visualiser la répartition spatio-temporelle des faciès et voir leur évolution séquentielle (partie suivante), nous présentons dans le tableau (Tab.4) un inventaire et une description sommaire des faciès.

La discrimination des principaux faciès est basée sur des caractéristiques physiques d'ordre granulométrique (argile, silt, grés) et chimiques (marnes, calcaires). A ce niveau de hiérarchie, on regroupe les lithologies rencontrées. Cependant, à l'intérieur d'un faciès, on distingue à partir des caractéristiques secondaires, des variantes traduisant des mécanismes de mise en place différents.

Code	Faciès	Code	Variantes
FA	Faciès argileux	FA1	Argile à orthocères
		FA2	Argile à grumeaux à bivalves
		FA3	Argiles en interlits minces
FB	Faciès silteux	FB1	Silt
FC	Faciès gréseux	FC1	Grés massifs blanchâtres
		FC2	Grés argileux
		FC3	Grés à caractères turbiditiques
FD	Faciès marneux	FB1	Marnes en interlits minces
		FB2	Marnes grumeleuses
FE	Faciès calcaires	FC1	Calcaires gréseux
		FC2	Calcaires à orthocères
		FC3	Calcaires grumeleux à céphalopodes
		FC4	Calcaires à bivalves
		FC5	Calcaires entroquitiques
		FC6	Calcaires micritiques
		FC7	Calcaires à tentaculites

Tab. 4 : Inventaire des faciès relevés au Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg

## **II. 2.2. Description et interprétation des faciès**

### **II. 2.2.1. Faciès A- Les argiles**

Les niveaux d'argiles se présentent soit intercalé entre les grès ou entre les calcaires, soit ils forment des masses importantes. Le dépôt de ce sédiment est mis en place par décantation de particules fines en suspension, après ou au moment d'atténuation du flot hydrodynamique. Ce faciès se présente souvent de couleur verdâtre, grisâtre ou rougeâtre. A certains niveaux, ces argiles, parfois bioturbées, sont associées à des phénomènes de déformation synsédimentaires (slumps) qui marquent un glissement rotationnel de masses sédimentaire, sous-aquatique, affectées de plissement. Au sein de ce faciès boueux on peut distinguer les sous faciès suivants :

#### **Faciès A1 : Les argiles à orthocères**

Il s'agit d'un faciès argileux de couleur grisâtre à une faune d'orthocère très abondante. L'importance de la fraction boueuse ainsi que la bonne concentration des orthocères témoignent d'une sédimentation lente par décantation dans un milieu marin ouvert, relativement calme et loin de l'influence des apports détritiques terrigènes grossiers (agitation faible voire absente). Les orthocères indiquent une vie pélagique et une bathymétrie plus ou moins profonde. A l'exception de certaines tiges de crinoïdes, la faune benthique est pratiquement absente. La bioturbation (terrier) observée au sein de ce faciès indique un taux d'oxygène élevé dissout dans la colonne d'eau et un ralentissement de la sédimentation.

#### **Faciès A2 : Les argiles à bivalves**

Il est représenté par des argiles d'aspect grumeleux riche en bivalves, ce faciès est l'un des plus faciles à différencier sur le terrain, compte tenu du contraste lithologique, leur finesse et leur faible dureté. La composante calcaire est généralement sous forme de bioclastes, souvent bien conservés et peuvent être dispersés dans la roche. Ce sont essentiellement des bivalves, des orthocères, des tiges de crinoïdes et de rares trilobites. Ce faciès est parfois bioturbés, montrant une désorganisation des laminations. Il est souvent parsemé de granules ferrifères. Il admet de nombreux nodules carbonatés centimétriques et calibrés ; il s'agit, vraisemblablement de grumeaux résiduels subsistant après la bioturbation de minces niveaux calcaires (bioérosion) : de brefs moments d'accroissement du niveau hydrodynamique du milieu, nécessaire au vannage des boues, ont été suffisants pour déplacer les fragments (grumeaux) sur de faibles distances.

Les organismes dispersés au sein de la roche sont généralement en bon état de conservation, d'une taille centimétrique, mais ils peuvent parfois être accompagnés de petits débris (inférieurs à 1mm), surtout de crinoïdes et de bivalves. Le classement est mauvais, les organismes de taille centimétrique côtoyant les débris inframillimétriques. Il s'agit d'un faciès qui s'est mis en place sous la zone d'action des vagues. La faune, ainsi que le caractère argileux semblent concorder avec un environnement de dépôt de mer ouverte et calme, témoigné par la nature fine du sédiment. La présence de bioturbation traduit l'existence d'une endofaune, suggérant un sédiment relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa portion la plus superficielle.

### **II.2.2.2. Faciès B - Les silts**

Ce faciès se présente en très minces lits de silts verdâtres mis en place par des courants dilués et de faible densité. Il s'alterne souvent avec des interstrates d'argiles à aspect schisteux. L'ensemble donne des couples silts/argiles. L'abondance de ce faciès silteux dans les argiles confère à l'affleurement un aspect rythmique et laminé.

### **II.2.2.3. Faciès C - Les grès**

Ce faciès se rencontre à différents niveaux dans la série dévonienne de Ben Zireg. Il se dépose en bancs à caractères stratonomiques, granulométriques et internes (figures sédimentaires) variés, ce qui reflète des modes de dépôts et des environnements sédimentaires multiples. Ainsi, on peut distinguer les variantes suivantes :

#### **Faciès C1 - Les grès massifs blanchâtre**

Ce sous faciès se présente souvent de teinte blanchâtre, à grossière et non granoclassé et à rides de courants, au sommet des bancs, dont les creux des rides présentent une bioturbation (terriers horizontaux) témoignant d'un arrêt de sédimentation. Il peut renfermer des boules d'argiles (galets mous) flottant dans la matrice gréseuse. La mise en place de ce sous-faciès résulte d'un hydrodynamisme relativement puissant et rapide à partir d'un matériel en suspension avec destruction des structures primaires antérieures (Simpson, 1987 ; Simpson et Eriksson, 1990). Le transport de cette décharge terrigène grossière, silico-clastique, est assuré par des écoulements massifs et de haute densité dont l'énergie des courants est suffisante pour arracher au substratum (argileux) des morceaux de boues semi-consolidées (« mud ball : galets mous ») et les incorporer aux masses sableuses. Ceux-ci sont vraisemblablement dans un environnement de plate-forme qu'atteste l'absence des figures liées aux courants de turbidité.

#### **Faciès C2 : Les grès argileux**

Il correspond à des niveaux jaunâtres ou verdâtres, centimétriques de grès tendre à ciment argileux. Ces grès argileux renferment parfois des terriers horizontaux et présentent des laminations planes et parallèles décernées microscopiquement sous forme de drapages argileux. L'association des grains de sable avec une décantation argileuse correspond probablement à l'alternance de périodes hydrodynamiques faible et fort, pendant un laps de temps court (El-Monji, 1999). Le caractère argileux, localement laminaire, indique une sédimentation sous la zone d'action des vagues de beau temps (da Silva, 2004). La présence occasionnelle de bioturbation témoigne du caractère suffisamment oxygéné du sédiment (ou du moins de sa partie la plus supérieure).

#### **Faciès C3 : Les grès à caractères turbiditiques**

Il correspond à des niveaux gréseux d'épaisseur moyenne qui varie entre 0,05 et 0,20m, à structures d'érosion diverses (gouttière d'érosion, traces d'affouillement, d'impact et de traînage,...) qui peuvent être moulées aux semelles des bancs, surtout ceux à base ondulée ou irrégulière. Certains niveaux montrent des figures de charges (Pl.IV, Fig.3) qui indiquent une action physique sur un sédiment encore gorgé d'eau. La surface sommitale des bancs est affectée souvent par des rides de courant qui reflètent l'action unidirectionnelle des courants dont la vitesse est suffisamment importante pour pouvoir transporter des éléments détritiques.

Les traces fossiles (« organic marks », *sensu* Walker, 1992) sont plus ou moins abondantes dans ce faciès. La fréquence et la diversité de ces dernières (dans certains niveaux) indiquent un taux de sédimentation plus ou moins faible. Leur absence indique des conditions défavorables à leur développement, celle-ci peut être liée à l'action violente des courants (étouffement) ou à un taux de sédimentation élevé dans un milieu d'oxygénation déficiente.

Le matériel arénacé est mis en place par des courants de turbidité de faible charge et de faible densité. Dans de nombreux cas, ce faciès est affecté par de diverses figures de « slumping » et de contournement qui indiquent une instabilité gravitaire, liée à un fond en pente. Une instabilité tectonique peut provoquer le déclenchement épisodique de turbidites lors d'une phase de sédimentation détritique. Chaque bouffée turbiditique traduisant un moment de déséquilibre tectonique (séisme, avalanche sous aquatique,...) sans qu'on soit dans un environnement de type cône sous marin. Les gouttières d'érosions, le litage plan parallèle ou légèrement ondulé, seraient induites par l'action des vagues de forte énergie lors des tempêtes (Dyer, 1982 ; Harms, 1975 ; Flood, 1983 ; Aigner, 1985 ; Aigner *et al.*, 1982). Certains bancs de grés présentent des plis d'écoulement de taille centimétrique à métrique qui traduit l'instabilité du milieu de sédimentation, probablement induite par la fluidification du sédiment et son déplacement en pente (même faible) sous l'action conjuguée de la houle, de la marée et de la tectonique (Soualhine *et al.*, 2003).

#### **II. 2.2.4. Faciès D - Les marnes**

Ils correspondent à un dépôt mis en place par l'interaction de processus chimico-physiques. Il s'agit d'une précipitation chimique (ou biochimique) de carbonate, contrôlée par la décantation d'une fraction détritique fine à provenance locale (érosion des reliefs sous-marins) ou extérieure (continentale). Ce faciès suggère un environnement marin plus ou moins profond, à flot hydrodynamique faible voire nul. On peut le scinder en deux variantes :

##### **Faciès D1- Les marnes en interlits minces**

Ce faciès se présente souvent en interlits grisâtres ou verdâtres et d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ce faciès chimico-détritique peut renfermer une fraction détritique fine (silts) et une fraction biogène matérialisée soit par des débris de coquilles de bivalves dans le dernier membre de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane, soit par des coquilles de goniatites ou d'orthocères dans la partie supérieure de la formation de l'Oued des trois palmiers. Ces coquilles ne présentent pas d'orientation préférentielle ; ce caractère semble essentiellement lié à la bioturbation et correspond à un dépôt hémipélagique lors des périodes de montée eustatique (même de faible amplitude).

##### **Faciès D2 - Les marnes grumeleuses**

Ce sont des marnes verdâtres à rougeâtres à passées discontinues de grumeaux bien triés (1 à 3cm) alignés horizontalement. Ce sont des éléments calcaires de forme ovale et sculptée ou de moules internes de goniatites enrobés dans leur gangue. Des grumeaux ont été interprétés comme le résultat de la dissociation du matériel issu des bancs bioturbés sous l'action de courants et de glissements (Elmi, 1978).

### **II.2.2.5. Faciès E - Les calcaires**

Le Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg se caractérise par l'abondance du faciès calcaire, essentiellement à la partie basale et sommitale de la série. Ces calcaires se présentent soit intercalés dans les marnes et les argiles soit ils forment des barres repères sur le terrain. Le faciès carbonaté est un dépôt autochtone se formant à la faveur d'un arrêt ou un ralentissement dans les apports détritiques terrigènes. Dans la région d'étude, on peut distinguer les variantes suivantes :

#### **Faciès E1- Les calcaires à tentaculites**

Il s'agit de niveaux calcaréo-argileux tendres, pseudo-noduleux, d'épaisseur centimétrique et de couleur noirâtre à grisâtre. Ces calcaires, intercalés souvent avec des marnes grisâtres, renferment une faune de tentaculites très abondante et la présence occasionnelle de orthocères, crinoïdes, ostracodes et gastéropodes. Les tentaculites sont des faunes reliées par certains auteurs aux ptéropodes (Massa *et al.*, 1965 ; Hollard, 1974 et 1981), et par d'autres aux styliolinidés (Wendt et Aigner, 1985). La majorité des auteurs les considèrent comme étant des organismes pélagiques d'eaux profondes (Wilson, 1975 ; Flügel, 1982; 1998 ; Wendt, 1993 ; Kaufmann, 1996).

Les calcaires à tentaculites sont interprétés comme caractéristique soit des milieux néritiques d'eaux profondes avec une circulation ouverte ou des milieux d'avant pente ou bathyaux (Flügel, 1982 ; Wilson, 1975 *in* Moundji 1999).

L'examen microscopique de ce faciès a permis de distinguer une biomicrite. Ce microfaciès est de texture wackestone à packstone. La phase biogène est représentée essentiellement par des tentaculites, orthocères, des ostracodes et des fragments de bivalves, associés à des inclusions ferrugineuses (pyrite).

#### **Faciès E2- Les calcaires à orthocères**

Ce faciès correspond à des calcaires argileux, en bancs pseudonoduleux, décimétriques et de couleur grisâtre à verdâtre. L'examen des lames minces montre qu'il s'agit d'un microfaciès dominé par une texture wackestone à packstone. La fraction biogène est représentée essentiellement par des débris de bivalves, des sections d'orthocères remplies par la calcite, des ostracodes recristallisés et de rares gastéropodes et plaques d'échinoderme à bordure nette et irrégulière (surface corrodée). Ce microfaciès renferme également de nombreux intraclastes (clastes micritiques souvent aplatis et inférieurs au mm) à contours irréguliers, nets et soulignés par une lisière ferrugineuse. Il est matérialisé également par de nombreuses traces de compaction et par des filets d'argiles. Au sein de ce faciès, la silicification est localement intense et affecte surtout les débris de bioclastes. Elle peut s'accompagner d'une pyritisation sous forme de cristaux de pyrite. Cette silicification se présente, en lame mince, sous forme de taches irrégulière présentant, en lumière polarisée des sections noires et d'autres claires. La texture packstone de ce biomicrospartite est liée probablement à la bioturbation et la présence des intraclastes. Le caractère majeur de ce microfaciès semble être sa nature hétérogène, qui peut être le résultat soit d'une bioturbation intense qui entraîne un remaniement de sédiment, soit des conditions hydrodynamiques faibles ne permettant pas un classement.

L'ensemble des caractères macro et microscopiques de ce faciès suggèrent une sédimentation dans un environnement plus ou moins profond, attesté par l'abondance des orthocères et la taille réduite des bivalves. L'agitation doit être faible compte tenu de l'importance de la fraction boueuse, ainsi que la conservation des grumeaux et l'état de conservation de la fraction biogène.

### **Faciès E3 : Les calcaires à céphalopodes**

Ce sont des calcaires en bancs compacts centimétriques ou grumeleux et de couleur jaunâtre à rougeâtre. Ils renferment une riche faune de goniatites et quelques orthocères mal conservés. Le microfaciès est représenté par un biomicrosparite de texture wackestone à packstone.

Ces calcaires à céphalopodes peuvent se déposer au niveau des plates formes pélagiques peu profondes, des pentes de plates formes, ou au niveau de bassins peu profonds (Wendt, 1988 ; Wendt et Aigner, 1985).

### **Faciès E4 : Les calcaires à bivalves**

Il correspond à des calcaires déposés en bancs décimétriques, de couleur grisâtre, à fragments carbonatés isolés, subarrondis et de taille centimétrique (grumeaux). Ces derniers ont été détachés probablement de bancs calcaires minces, ayant subi une bioturbation (bioérosion) intense. Ces calcaires à grumeaux renferment une faune abondante de bivalves à test minces, d'orthocères et des tiges de crinoïdes. L'absence de litage peut être liée à la bioturbation. Ce faciès s'alterne fréquemment avec des interlits grumeleux d'argile grisâtre ou verdâtre et fossilifères. Ces calcaires renferment d'abondante faune de bivalves associés à de rares orthocères. La surface supérieure des bancs est réarrangée et sculptée par une intense bioturbation qui pénètre plus ou moins profondément dans le sédiment. Cette bioturbation va démanteler le banc en nodules qui sont enrobés, par la suite, par les argiles. Elle confère alors à la roche une structure noduleuse à consistance compacte. Les phénomènes responsables de la nodularisation sont divers et les interprétations sont multiples (Caiser, 1983 ; Bourbon, 1982 et Elmi, 1981) : une diagenèse différentielle, la bioturbation,.... Le phénomène de nodularisation est peut être accentué par des processus mécaniques tels que le boudinage ; la compression-contraction ; cisaillement-stylolithisation. Selon certains auteurs, les faciès noduleux résultent du dépôt sur de faibles pentes, dans un contexte sédimentaire relativement instable. Cette instabilité entraîne un léger déplacement des sédiments qui provoque la dislocation des niveaux carbonatés en voie de lithification mais préalablement stylolithisés (Benhamou *et al.* 2004).

L'analyse des lames minces a permis de distinguer un biomicrosparite à intra-biomicrosparite de texture wackestone à packstone et renfermant des gravelles micritiques. Les bioclastes sont représentés, majoritairement, par des orthocères, des ostracodes, des tentaculites, des tiges de crinoïdes, des bivalves et des gastéropodes. Ils présentent des degrés de conservation variables. Parfois, les bivalves et les gastéropodes, lorsqu'ils sont entiers, montrent une structure géopétale, qui peut parfois ne correspondre qu'à l'orientation de la stratification, formée de matrice micritique sombre, au sommet et microsparite, à la base. Notons que les gastéropodes sont décrits comme des organismes très tolérants aux variations environnementales, pouvant vivre dans des environnements continentaux, ouverts, saumâtres, de salinité normale ou hypersalins (Heckel, 1972).

Les gastéropodes sont considérés comme ubiquistes, cependant les autres organismes décrits semblent attester d'un milieu d'origine ouvert. L'absence d'algues indiquerait un dépôt sous la zone photique. Dans ce faciès, de nombreux grains de quartz peuvent être dispersés au sein de certaines lames ; ils ont une taille moyenne de 0,02 mm, ce qui les place dans la classe des sables fins et ils présentent une sphéricité et un arrondi faible (transport limité).

### **Faciès E 5 : Les calcaires entroquitiques**

Il s'agit de bancs calcaires centimétriques très riche en crinoïdes, dont l'analyse microscopique a permis de déceler un biomicrosprite de texture wackestone à packstone. Le faciès packstone à crinoïde caractérise les marges de plate forme peu agitées, mais à la limite d'action des vagues (Flügel, 1982 ; Wilson, 1975). Cette position est témoignée par l'absence d'algues verts, et les structures sédimentaires reliées aux vagues et tempêtes.

### **Faciès E 6 : Les calcaires micritiques**

Il s'organise en bancs centimétriques, stratiforme et en bonne continuité latérale, ce faciès correspond à des calcaires micritiques de couleur grisâtre à noirâtre et renfermant des orthocères et quelques ostracodes. L'examen microscopique de ce faciès a permis de distinguer une biomicrite de texture mudstone à wackestone. Les grains détritiques sont rares voire absents. La texture mudstone, ainsi que le bon état de conservation des bioclastes sont caractéristiques d'environnements calmes, à l'abri d'influences détritiques d'origine continentale et au-dessous de la zone d'influence des vagues.

### **Faciès E7 : Les calcaires gréseux**

Ce sous faciès correspond à un calcaire gréseux, passant par endroits à des grès calcaireux, composés de grains de quartz et de ciment calcaire. Ces calcaires se présentent sur le terrain sous forme de bancs de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Les bancs sont massifs avec par endroits des laminations planes et parallèles. Ces dernières peuvent être décelées microscopiquement, soit par une alternance grainstone-packstone, soit par une différence granulométrique ou une grano-décroissance, ou bien par des accumulations bioclastiques. Par endroits, les calcaires sont bioclastiques à tiges de crinoïdes. Les particules sont la plupart du temps anguleuses à subarrondies. Ces dépôts terrigènes peuvent être reliés à l'érosion au niveau de l'arrière-pays ou à des variations eustatiques favorisant une sédimentation terrigène au détriment d'une sédimentation carbonatée. L'association de débris de coquilles et de terrigène caractérise les dépôts des tempestites (Aigner, 1982). Ces tempêtes se mettent en position environnementale plus distale, vu l'absence de figures qui indiquent l'action des vagues de tempêtes (HCS,...).

### II. 3. Association de faciès et environnement de dépôt

Après la description des faciès rencontrés dans la série dévonienne il s'agit, ici, de constituer des associations de faciès pour reconnaître les milieux de dépôts de ces assemblages. Les associations de faciès seront identifiées par des chiffres (Tabl.5) :

Association de faciès	Code	Variantes	Energie hydrodynamique
<b>I</b> <b>Argile-Calcaire</b>	I.1	- Argile à orthocères - Calcaire argileux	Faible énergie fréquence de décantation
	I.2	- Argile - Calcaire à orthocères	Faible énergie entrecoupée par des épisodes à forte énergie
	I.3	- Argile à bivalves - Calcaire à bivalves	Energie moyenne, fond oxygéné
	I.4	- Argile - Calcaire gréseux	Faible énergie
<b>II</b> <b>Argile-Grés</b>	II.1	- Argile - Grés à caractère turbiditiques	Energie élevée sédimentation décroissante en fin de séquence
	II.2	- Argile - Grés massifs	Energie élevée, sédimentation rapide en fin de séquence
	II.3	- Argile - Grés argileux	Energie moyenne
<b>III</b> <b>Argile-Silt</b>	III.1	- Argile - Silt	Energie faible, redistribution sous aquatique
<b>IV</b> <b>Marne-calcaire</b>	IV.1	- Marne en interlits - Calcaire micritique	Energie faible
	IV.2	- Marne en interlits - calcaire entoptique	Energie élevée diminuant en fin de séquence
	IV.3	- Marne grumeleuse -calcaire à céphalopodes	Energie faible
	IV.4	- Marne - Calcaire à tentaculites	

Tab 5 : Inventaire des associations de faciès relevés au dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg

#### II.3.1. Association de faciès « I » : Argile - Calcaire

Dans cette association on a pu mettre en évidence quatre variantes : Les trois premières se composent par des **argiles-calcaire argileux** avec quelques particularités ; la quatrième est représentée par des **argiles-calcaire gréseux**.

##### II.3.1.1. Variante « I. 1 » : Argile à orthocères à quelques passées calcaires

Elle caractérise le premier membre de la formation des carbonates de l'Oued Khoufane, cette association de faciès se présente sur le terrain sous forme d'une masse argileuse grisâtre à intercalations calcaréo-argileuses très minces.

Les argiles se caractérisent par la présence d'une abondante faune d'orthocères, associée souvent à des tiges de crinoïdes et de rares gastéropodes. Certains auteurs considèrent les faciès à concentration de faune comme des dépôts dus à des accumulations de coquilles lors de tempêtes (Robertson, 1993). Cependant, nous n'avons observé aucune structure sédimentaire pouvant appuyer cette possibilité, telles les stratifications entrecroisées ou en mamelons (HSC). L'abondance des argiles (caractères d'un hydrodynamisme calme) dans cette association peut être due soit à un approfondissement du milieu de dépôt, permettant le passage à un environnement de dépôt pélagique, où les argiles se seraient déposées par simple décantation, soit à des apports en terrigènes notamment les argiles à certains moments de l'histoire sédimentaire du bassin, gênant ainsi une véritable sédimentation carbonatée. Le fait que ces argiles contiennent un mélange de faune (benthique et pélagique) et intercalées par des calcaires argileux à bioclastes, cela pourrait indiquer qu'elles représentent des dépôts d'eau plus ou moins profonde. Il s'agit vraisemblablement d'un environnement de **type vasière plus ou moins profonde mais à fond oxygéné**.

### II.3.1.2. Variante « I. 2 » : Argile et calcaire à orthocères

Cette association est formée principalement par des calcaires argileux à orthocères en alternance avec des interlits argileux. Ces derniers indiquent une énergie hydrodynamique relativement calme. La présence d'une faune variée d'orthocères, d'encrines, de trilobite et de bivalves atteste des conditions environnementales ouvertes, dans un milieu de plate-forme. Cette dernière a subi des fluctuations bathymétriques et probablement climatiques, permettant le dépôt des couches calcaéro-argileuses. Ces dernières offrent une stratonomie négative (stratocroissance) témoignent une légère diminution de la tranche d'eau, en allant vers le haut, ainsi que l'accentuation des processus biochimiques (niveaux calcéro-argileux bien développés). Cette accentuation est liée probablement à des phases climatiques plus chaudes responsables également à la prolifération de la vie benthique, qu'atteste la présence de quelques bivalves.

### II.3.1.3. Variante « I.3 » : Argilo-calcaire à bivalves

Cette association correspond à une importante sédimentation calcaéro-argileuse bioturbée. Elle regroupe des bancs calcaires argileux en alternance avec des argiles grumeleuses grisâtres à bivalves associés à des tiges d'encrine et de rares trilobites et orthocères. Les bancs calcaires argileux présentent une épaisseur centimétrique à métrique et montrent pratiquement la même communauté faunique que renferment les niveaux argileux. Le caractère principal de cette association est la présence considérable de fragments carbonatés de la taille du gravier qui correspondent à des grumeaux détachés de bancs calcaires minces, lors d'une bioturbation intense. Parfois, les argiles se développent au détriment des calcaires. Cette argilosité (boue détritique) indique un caractère hydrodynamique relativement calme et un climat humide (Millot, 1964 ; 1967). Il s'agit vraisemblablement d'une sédimentation mise en place au-dessous de la limite d'action des vagues, dans un milieu de plate forme plus ou moins profonde. Cette plate-forme a subi, épisodiquement, des périodes chaudes, permettant une production carbonatée (sous l'influence de décantation de particules fines) responsable des bancs calcaéro-argileux. L'interface eau-sédiment a été considérablement oxygénée. Cette oxygénation est attestée par la présence fréquente des grumeaux et de certains terriers dans la masse argileuse.

L'arrivée épisodique d'une sédimentation détritique, au sein de cette plate-forme, suggère également des phases de chute du niveau marin relatif, accompagnées d'une érosion au niveau des aires avoisinantes exondées. Des faciès mésozoïques analogues ont été considérés comme caractéristique des dépôts de vase de plate-forme distale ouverte sur le large (Ameur, 1998).

#### **II. 3.1.4. Variante « I.4 » : Argile et calcaire gréseux**

Cette association correspond à la zone de passage entre la formation des carbonates de l'Oued Khoufane et celle silico-clastique de l'Oued Khoufane, ainsi que la zone de transition entre la formation silico-clastique de l'Oued Khoufane et la formation des carbonates de trois palmiers.

Dans le premier cas, le dépôt de cette association correspondent à un système de sédimentation mixte, silicoclastique-carbonaté, mis en place dans un milieu moins profond, au moins par rapport aux associations précédentes. Le faciès bio-détritique est matérialisé par des calcaires gréseux à passées de bioclastes, il suggère un dépôt de tempêtes. L'agitation du milieu est corroborée par la présence des laminations entrecoupées. Les passées silteuses indiquent des arrivées épisodiques d'un matériel détritique, lors d'augmentation de la compétence du courant. Elles annoncent également le début du deuxième ensemble (silico-clastique). Les argiles indiquent une décantation pendant les phases calmes. D'une façon générale, cette association de faciès indique une nette diminution de la tranche d'eau qui peut atteindre la limite d'influence des courants de tempêtes.

Dans le second cas, elle est représentée par des bancs en miches calcaires gréseux affectés souvent par la dolomitisation.

#### **II.3.2. Association de faciès « II » : Argile- Grés**

Dans cette association on peut distinguer trois variantes :

##### **II.3.2.1 Variante «II.1 » : Argile et grés à caractère turbiditiques**

Cette association de faciès est formée essentiellement d'argiles abondantes d'aspects schisteux, de grès fin à moyen et de silts à traces fossiles. Les bancs gréseux montrent une épaisseur varie entre quelques centimètres et quelques décimètres et présentent à l'interface des laminations planes et parallèles, des litages entrecroisés et un granoclassement positif. Ces grès présentent souvent, à la base du banc, des traces fossiles et des figures hydrodynamiques (« flute-casts, groove-casts » et « prood casts ») d'orientation générale SSW-NNE ou SW-NE. Parfois, on observe des figures hydrodynamiques multidirectionnelles à l'échelle de la même semelle. Cette variation est due probablement aux phénomènes de divagation. Le sommet du banc est fréquemment modelé par des rides de courant (lingoïde), dont les creux sont tapissés par des traces d'activité organique (Thalassinoides, Rhizocorallium,...) témoignant la décélération courantologique. Les dépôts de cette association sont affectés, à plusieurs endroits, par des structures de contournement « slumps » (Pl.5,C D et E) qui indiquent le glissement d'un matériel fin gorgé d'eau (plastique), le long d'une pente sédimentaire.

Ils peuvent s'organiser, également, en plusieurs cycles stratonomiques positifs. Ces caractères suggèrent un milieu prodeltaïque attesté par l'abondance de véritables chenaux gréseux. L'action des vagues et de houle est attestée par les litages obliques, les HCS, les litages horizontaux. Les phénomènes de glissements sous marins sont bien documentés sur les prodeltas, tels qu'au Mississippi (Prior et Coleman, 1978 ; Lindsay *et al.* 1984 ; Bouma *et al.* 1991) ; Colman *et al.* 1998). Les sédiments fins sont gorgés d'eau, ce qui limite l'inclinaison des dépôts et provoque ces glissements (Postma, 1984 ; Li *et al.* 2001).

### **II.3.2.2. Variante «II.2» : Argile-grés massif**

Cette association comporte deux types lithologiques qui s'organisent en une alternance binaire d'argiles à quelques faunes pélagiques (orthocères et goniatites) et de bancs centimétriques de grès fin à moyen, de couleur blanchâtre et à litages plans et ondulés. Le sommet des niveaux gréseux présente des rides de courant qui indiquent l'atténuation des courants hydrodynamiques responsables de leur mise en place. Les argiles, sont les plus épaisses, indiquent la décantation d'un matériel fin en suspension, pendant des périodes climatiques humides (Millot, 1964 et 1967) dans un milieu à hydrodynamisme relativement calme. D'une façon générale, cette association regroupe les caractéristiques suivantes :

- \*sédimentation importante d'argiles à caractères marines
- \*l'absence des figures qui indiquent l'influence des tempêtes
- \* des bancs gréseux misent en place par des courants hydrodynamiques faibles (litages plans et ondulés)

L'ensemble de ces caractéristiques témoigne une sédimentation de plate-forme détritique plus ou moins profonde qui ne pourrait être qu'un « prodelta ».

### **II. 3.2.3. Variante «II.3» : Argile et grés calcaires**

Les laminations planes et parallèles, la grano-décroissance et l'association de débris de coquilles et de terrigène caractérisent les dépôts des tempestites (**Aigner, 1982**). Ces tempêtes se mettent en position environnementale plus distale, vu l'absence de figures qui indiquent l'action des vagues de tempêtes (HCS,...). Ces dépôts terrigènes peuvent être reliés à l'érosion au niveau de l'arrière-pays ou à des variations eustatiques favorisant une sédimentation terrigène au détriment d'une sédimentation carbonatée

### **II. 3.3. Association de faciès « III » : Argile-Silt**

Elle est représentée par une seule variante à granulométrie fine qui traduit une redistribution sous aquatique de matériel détritique.

#### **II. 3.3.1. Variante «III.1» : Argile-Silt (rytmites)**

Elle occupe la partie supérieure du talus argilo-gréseux, cette association est composée par des argiles d'aspect schisteux en alternance très serrée avec des strates ultrafines de silts verdâtres conférant à l'association un aspect rythmique.

Cette alternance silts/argiles est intercalée épisodiquement par des arrivées détritiques plus grossières correspondant à des niveaux gréseux d'épaisseur centimétrique.

Des sédiments récents et analogues ont été interprétés comme des dépôts de cône détritique, sur une levée, résultant au débordement de la partie sommitale diluée par des écoulements chenalisés (Gervais et al., 2001).

Mais avec la présence des traces de terriers de type *Thalassinoïdes et Rhizocorallium* qui sont des terriers de l'association Glossofungite, cela témoigne de la zone intertidale (prodeta). L'association Silt/Argile correspond aux alternances rythmiques du flux et du jusant des marées. Il peut témoigner d'un environnement subtidal à intertidal (Allen, 1981).

#### **II.3.4. Association de faciès « IV » : Marne-Calcaire**

Dans cette association on peut distinguer quatre variantes :

##### **II.3.4.1. Variante «IV.1» : Alternance marne -calcaires micritiques**

Cette association correspond à une alternance plus ou moins espacée, de bancs calcaires micritiques d'ordre centimétrique et de masses marneuses d'ordre décimétrique à métrique. Les bancs calcaires renferment des bivalves, des tentaculites et des sections d'orthocères. L'absence des figures d'influence de tempêtes, l'absence d'algues, le ciment micritique, ainsi que le caractère faunistique que présente cette association de faciès indiquent qu'il s'agit d'une sédimentation mise en place dans milieu marin ouvert (dans la zone aphotique) et sous la limite d'influence des vagues de tempêtes. Ces caractères ne peuvent être rassemblés que dans un milieu de plate-forme distale. Les dépôts de cette association indiquent des fluctuations eustatiques et probablement climatiques : Les marnes correspondent aux phases les plus humides et de haut niveau marin ; les bancs calcaires indiquent des périodes plus chaudes et de chutes eustatiques.

##### **II.3.4.2. Variante «IV.2» : Alternance marne-calcaire crinoïdique**

Les dépôts de cette association forment une importante corniche calcaire attribuée au Dévonien inférieur. Cette association correspond à des bancs calcaires stratiformes (tabulaires et continus latéralement) d'épaisseur centimétrique à décimétrique et intercalés par des interlits marneux moins épais. Les niveaux calcaires présentent généralement une stratonomie croissante et peuvent renfermer des entroques, des tentaculites, des orthocères et des tests de bivalves. Les dépôts de cette association ne présentent aucune structure indiquant l'influence des tempêtes. Ils correspondent à une sédimentation dans un environnement de plate forme distale, loin des influences détritiques, au dessous de la zone d'action des vagues de tempêtes. Cette association correspond au sommet du membre (d) marno-calcaire de la formation des carbonates de Oued Khoufane.

### **II.3.4.3. Variante «IV.3» : Marne-calcaires argileux à céphalopodes**

Cette association est composée par un empilement très rapproché, plus ou moins régulier, de bancs calcaires compacts (0,05 à 0,25m) et de lits marneux (0,5 à 0,10m). Les bancs calcaires augmentent d'épaisseur vers le haut (stratocroissance) et renferment une faune de goniatites et d'orthocères plus ou moins abondante. Certains bancs montrent des surfaces supérieures ferruginisées, tapissées par des granules de fer.

Les orthocères et les goniatites témoignent d'un environnement ouvert. Ils s'observent principalement sous forme entière, avec un mauvais classement ce qui indique un milieu calme attesté par la texture wackestone. Cependant, la présence de quelques intercalations détritiques, grains de quartz, des intraclastes et la bioturbation intense implique que le milieu devient agité par moments. Cette association de faciès caractérise un environnement de plate-forme distale à fond plat. Cette dernière est attestée par la présence d'une faune pélagique, associée à quelques bivalves, par l'absence des figures de tempêtes et de pente (slumps), tandis qu'au niveau des calcaires sub-griotte (dernier membre de la formation carbonatée de l'Oued des trois palmiers), cette association de faciès caractérise un environnement de plate-forme distale à font incliné, témoigné par la présence des slumps.

### **II.3.4.4. Variante «IV.4» : Marne-calcaires à tentaculites**

L'association d'organismes benthiques (trilobites, tiges de crinoïdes) et pélagiques (tentaculites, goniatites et orthocères) suggère un milieu de dépôt relativement profond. La dominance de textures packstones-wackestones, l'absence de structures sédimentaires liées aux vagues ou aux courants violents et le fait que ces calcaires soient intercalés par des marnes d'eau profonde plaident en faveur d'un milieu de faible énergie, sous la limite d'attaque des vagues de tempêtes. L'absence d'algues calcaires ou d'autres indicateurs photosynthétiques suggère un milieu sous la zone photique. Cette association de faciès peut être déposée au niveau des plates-formes pélagiques peu profondes, des pentes de plate-forme ou au niveau de bassins peu profonds (Wendt, 1988 et Wendt et Aigner, 1985). L'absence de figures de pente (slumps) et la présence d'une faune pélagique (tentaculites, orthocères) associée à des bivalves ont permis de rattacher cette association à un environnement de plate-forme distale.

## **III- Synthèse (Fig.33, 34, 35,36)**

L'analyse sédimentologique de la série du dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg a permis de montrer cinq (5) faciès distingués regroupés en quatre (04) associations de faciès divisées en douze (12) variantes. Le tout est replacé dans 4 milieux de dépôts.

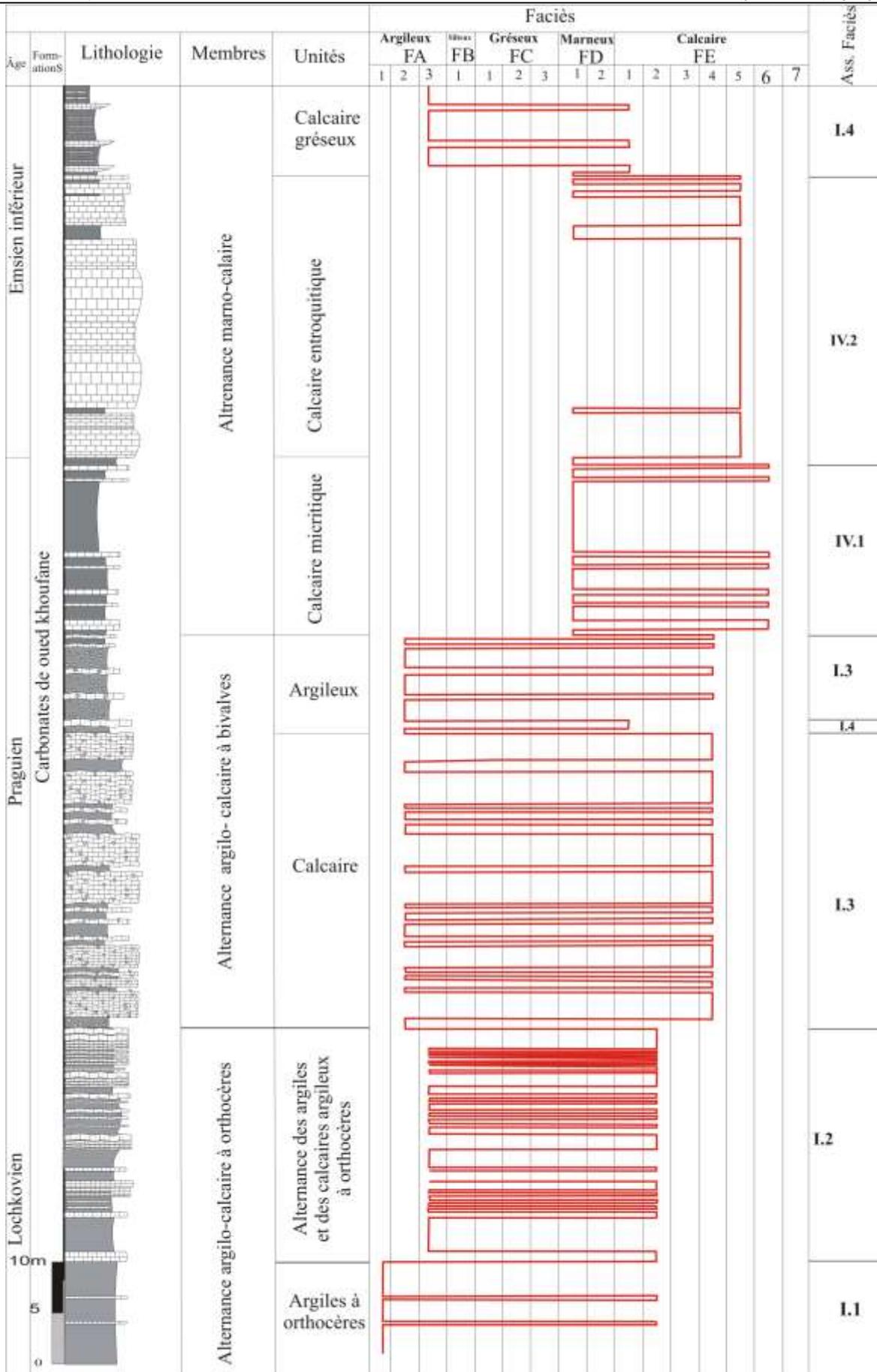


Fig.33: Répartition des faciès de la formation des carbonates de l'Oued khoufane





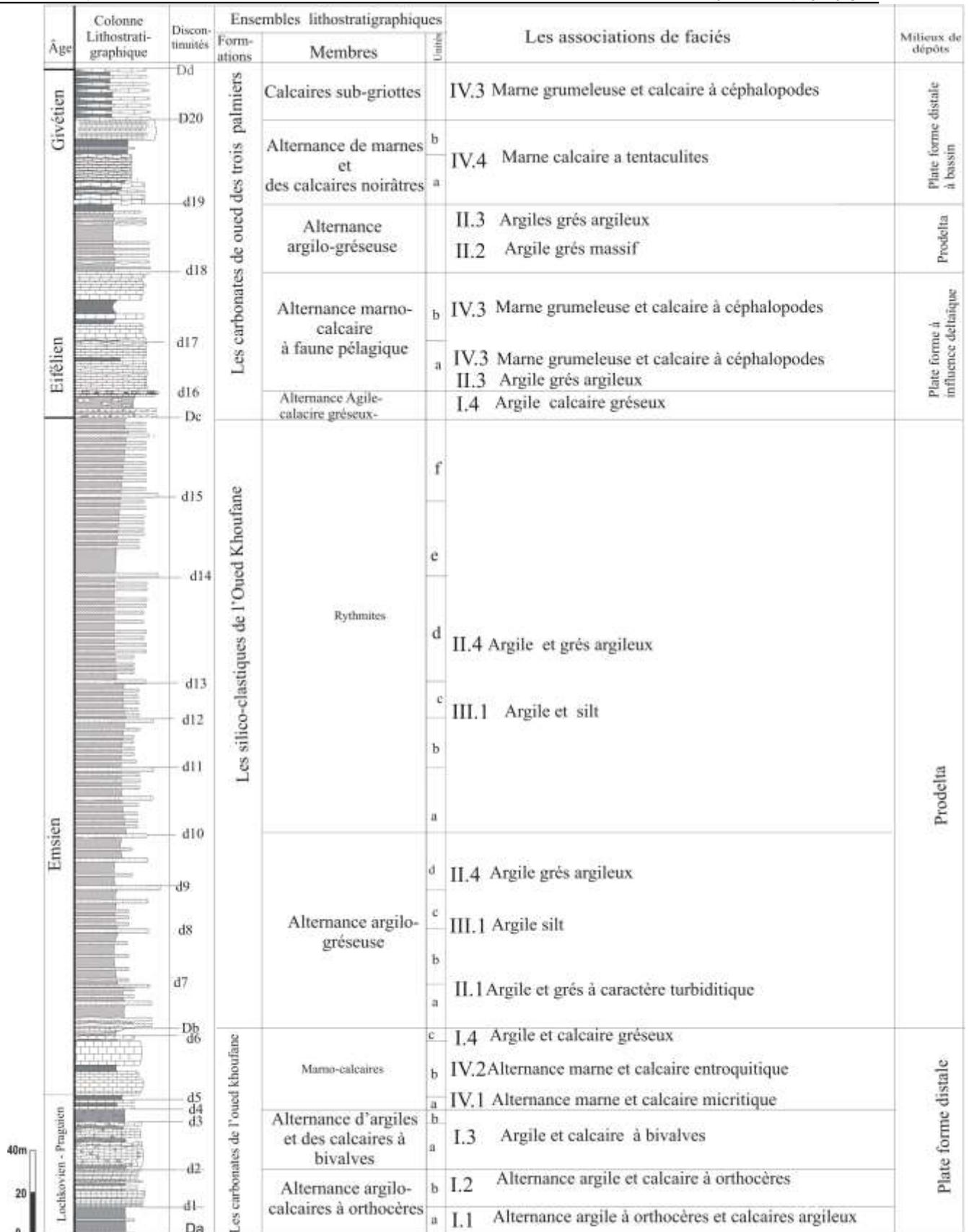


Fig 36 : Répartition des associations de faciès et milieux de dépôts du Dévonien inférieur et moyen de Ben Zireg

TABLES DE MATIERES	
AVANT PROPOS	
RESUME	
ABSTRACT	

## INTRODUCTION GENERALE

I. Problématique.....	8
II. Objectif et Méthodologie du travail .....	8
II.1. Objectifs .....	8
II.2. Méthodologie du travail .....	9
II.2.1. Synthèses bibliographiques.....	9
II.2.2. Travaux de terrain.....	9
II.2.3. Le travail au laboratoire et interprétation .....	9
III. Structuration du mémoire.....	10
IV. Les conditions du travail .....	10

## PREMIER CHAPITRE CONTEXTE GENERAL DE LA STUCTURE DE BEN ZIREG

I. Introduction.....	11
II. Cadre géographique de la structure de Ben Zireg .....	11
III. Contexte géologique de la structure de Ben Zireg .....	11
III.1. Le Paléozoïque.....	11
III.2. la couverture mésozoïque.....	18
IV. Aperçu structural de la structure de Ben Zireg .....	19
V. Climat et orographie de la structure d'étude .....	21
VI. Historique des recherches .....	21
VI.1. La période des études régionales.....	21
VI.2. La période des études de pointe.....	23

## DEUXIEME CHAPITRE ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE DEVONIEN INFERIEUR ET MOYEN DES REGIONS LIMITROPHES

I. Introduction .....	24
II. Au Nord de Ben Zireg (les massifs des confins algéro-marocains du Sud).....	24
II.1. La bordure méridionale du Djebel Grouz .....	24
II.1.1. Theniet Ghénia (Theniet Ghénamma) .....	26
II.1.1. Theniet El Haidoura .....	26

II.1.1.Hassi Diab .....	26
II.2. Soltane el Betoum .....	28
II.3. Mader el Mahjib .....	28
II.4. Synthèse.....	30
III. Au Sud de Ben Zireg .....	30
III.1. Les forges de SNRPAL .....	30
III. 1.1. Les forages de la région de Meharez el Kebir (Mr1, Mr2, Ut1, Ic1) .....	30
III.1. 2. Les forages de l'Oued El Rharbi.....	39
III. 2. La région de la Saoura (Ougarta).....	43
III.3. L'Anti- Atlas marocain .....	46
III.3.1. Le Tafilalt .....	46
III.3.2. Maider.....	51

### **TROISIEME CHAPITRE LITHOSTRATIGRAPHIE**

I- Introduction.....	54
II- Découpage en formations.....	54
II.1. La formation des carbonates de l'Oued Khoufane .....	59
II.1.1. Membre (A) : Alternance argilo- calcaire à orthocères .....	59
II.1.2. Membre (B) : Alternance argilo-calcaire à bivalves .....	62
II.1.3. Membre (C) : Les marno-calcaires .....	62
II.2. La formation des Silico-clastiques de l'Oued Khoufane.....	64
II.1.1. Membre (A) : Alternance argilo-gréseuse .....	64
II.1.1. Membre (B) : Les rythmites.....	67
II.3.La formation des carbonates de l'Oued des trois palmiers .....	70
Membre (A): Argilo-calcaires gréseux ou zone de transition .....	70
Membre (B) : Alternance de marno-calcaire à faune pélagique .....	70
Membre (C) : Alternance Argilo-gréseuse .....	70
Membre (D) : Alternance de marnes et de calcaires noirâtres .....	74
Membre (E): Les calcaires sub-griottes.....	74
III- Conclusion .....	74

## QUATRIEME CHAPITRE

## SEDIMENTOLOGIE

I. Introduction .....	76
II. Faciès, microfaciès, Association de faciès et environnements de dépôt.....	76
II.1. Définitions.....	76
II. 1.1. Notion de faciès .....	76
II.1.2. Notion de microfaciès .....	77
II.1. 3. Notion d'association de faciès et séquences de faciès.....	77
II.1.4. Notion de milieu dépôt et de systèmes sédimentaires.....	78
II. 2. Inventaire et interprétation des faciès et microfaciès .....	78
II. 2.1. Inventaire des faciès.....	80
II. 2.2. Description et interprétation des faciès.....	81
II. 2.2.1. Faciès A - Les argiles.....	81
II. 2.2.2. Faciès B - Les silts .....	82
II.2.2.3. Faciès C - Les grès .....	82
II.2.2.4. Faciès D - Les marnes .....	83
II.2.2.5. Faciès E - Les calcaires .....	84
II. 3. Association de faciès et environnement de dépôt.....	87
II.3.1. Association de faciès « I » : Argile – Calcaire.....	87
II.3.1.1. Variante « I. 1 » : Argile à orthocères à quelques passées calcaires.....	87
II.3.1.2. Variante « I. 2 » : Argile et calcaire à orthocères.....	88
II.3.1.4. Variante « I.3 » :Argile-calcaire à bivalves.....	88
II. 3.1.5. Variante « I.4 » : Argile et calcaire gréseux.....	89
II.3.2. Association de faciès « II » : Argile- Grés.....	89
II.3.2.1 Variante «II.1» :Argile et grés à caractère turbiditiques.....	89
II.3.2.2. Variante «II.2 » :Argile-grés massif.....	90
II. 3.2.3. Variante «II.3» : Argile et grés calcaires .....	90
II. 3.3. Association de faciès « III » : Argile-Silt.....	90
II. 3.3.1. Variante «III.1» : Argile-Silt (Rytmites).....	90
II.3.4. Association de faciès « IV » : Marne-Calcaire.....	91
II.3.4.1. Variante «IV.1» : Marne -calcaires micritiques .....	91
II.3.4.2. Variante «IV.2» : Marno-calcaire crinoïdiques.....	91
II.3.4.3. Variante «IV.3» : Marne-calcaires argileux à céphalopodes.....	92
II.3.4.4. Variante «IV.4» : Marne-calcaires à tentaculites.....	92
II.4 Synthèse.....	92

III. Analyse séquentielle .....	97
III.1. Introduction.....	97
III.2. Application .....	101
III.2.1. Inventaire des discontinuités.....	101
III.2.2. L'enchaînement des séquences .....	102
III.2.2.1.Séquence SI .....	103
III. 2. 2. 2 -Séquence SII .....	107
III.3-Synthèse.....	112

## CINQUIEME CHAPITRE

### CORRELATIONS ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

I. Introduction .....	113
II. Corrélation à l'échelle locale.....	113
III. Corrélations régionales.....	115
III.1. Corrélation du sud vers le Nord .....	115
III.2. Corrélation Sud-Ouest/ Nord-Est .....	118
IV. Evolution paléogéographique.....	122
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	125
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	126
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	136
<b>LISTES DES TABLEAUX.....</b>	137
<b>LISTES DES PLANCHES.....</b>	138