

Stratigraphie, sédimentologie et palynologie de la Formation d'Illerène (Dévonien-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien)

Salah LATRECHE * et Robert COQUEL **

* Université de Constantine, Institut des Sciences de la Terre, 25000 Constantine, ALGERIE

** Université des Sciences et Technologies de Lille, URA CNRS 1365

«Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque», Laboratoire de Paléobotanique, Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, FRANCE

Résumé : L'étude porte sur les termes de passage du Dévonien au Carbonifère connus sous le nom de Formation d'Illerène qui affleure dans le Sud du bassin d'Illizi. Plus au Nord, au niveau de l'Hamada du Tinrhert et à sa périphérie, elle constitue un petit réservoir pétrolier (F2) connu sous le nom de complexe argilo-gréseux.

C'est une formation régressive d'épaisseur variable : moins de 10 m dans le champ de dôme à Collénias (DCL2), plus de 100 m aux confins des frontières algéro-tuniso-libyennes (HFR1). La Formation d'Illerène est diachrone. Dans le Sud du bassin elle est essentiellement faménienne, plus au Nord sur le môle d'Ahara elle est en grande partie strunienne.

Elle comprend 3 faciès principaux : oolithique (oolithes ferrugineuses), gréseux et argileux. Dans les niveaux gréseux du sommet de la formation la glauconie est présente, dans ces mêmes niveaux une forte augmentation du phytoplancton est notée. Les traces de bioturbation sont fréquentes (scolithes).

L'analyse séquentielle a mis en évidence 4 séquences négatives de 2^{me} ordre (A-D), mais aucune d'elles ne constitue à l'échelle du bassin un repère isochrone.

La qualité du réservoir est oblitérée par l'abondance des minéraux argileux incorporés à la phase de liaison des sables et également par les néoformations qui ont affecté les grains de quartz.

Mots-clés : Stratigraphie, Sédimentologie, Palynologie, Dévonien terminal, Carbonifère basal, Plate-forme saharienne.

Stratigraphy, sedimentology and palynology of the Illerene Formation (Devono-Carboniferous) in the Illizi Basin (Algerian Sahara)

Abstract : This study deals with the Devonian-Carboniferous transition zone known as the Illerene Formation (Algerian Sahara) which outcrops in the south of the Illizi Basin. In the area of Tinrhert Hamada, it forms a small petroleum reservoir (F2) called the Complexe Argilo-Gréseux.

It is a regressive formation. Its thickness is variable : less than 10 metres in the Champs de Dôme à Colléniás (DCL2) and more than 100 m near the Algerian-Tunisian-Libyan frontier (HFR1). The Illerene Formation is diachron (Attar *and al.* 1980; Coquel and Latrèche 1989). In the south, its age is essentially Famennian, whereas on the Ahara uplift its age is mainly Strunian.

Three main facies are present : oolitic (ferruginous ooliths), sandy and argillaceous facies. Bioturbations traces are frequent (skolithos).

Oolitic facies (ferruginous ooliths) : It is the most complex facies. On the Ahara uplift, an oolitic horizon is frequently observed at the top of the formation; its age is lowermost Carboniferous (Palynozone III in Coquel and Latrèche 1989). The berthierine is the main component of the ooids. Their nuclei is often a detrital grain of quartz. Chlorite is abundant in the clay matrix. The oolitic facies always shows diagenetic transformation (sideritisation).

Sandy facies : This facies consists generally in fine or very fine grained sandstones. Their distribution is unimodal. The surface of detrital grains of quartz reveals a variety of markings (striations, V-shaped pits, overgrowths). The major minerals of the clay matrix are kaolinite and chlorite. Glauconite is present in the upper part of the formation (Ahara, Gara Elinomali). In the same levels (Ahara), a high increase of phytoplankton has been observed. These changes indicate a marked marine influence in a regressive formation.

Argillaceous facies : Argillites are always relatively silty. This facies is rich in organic matter in subsurface. Its maturation is low, except for the northern region (HFR1) where it is relatively mature (advanced catagenesis). The argillite composition is varied. An important kaolinitic zone is present in the south and on the Tihemboka horst (argillaceous and sandy facies). The presence of diagenetic pyrite indicates an euxinic environment favorable for the preservation of organic matter. Nevertheless in some horizons, spore walls are damaged by the pyrite.

The different facies are slightly altered in the south of the basin where the formation outcrops. This indicates a weak hydrolysis. Interstratified chlorite-vermiculite and hematite are abundant.

The sedimentological analysis allowed us to establish four negative sequences of second order (A-D); however, none of these sequences represents an isochron horizon when considering the whole basin. On the Ahara uplift, the upper sequence (D) remains dated middle Strunian - Lower Tournaisian [Palynozone II b - base Palynozone III in Coquel and Latrèche (1989)]. When present in this area, the glauconite is found in the sandstones near the top of sequence D.

The sedimentary environment can be interpreted as a delta-prodelta.

The porosity of the sandstones is reduced. The quality of the reservoir is somewhat limited by the abundance of argillaceous minerals incorporated in the joining phase of the sand and also by neoformations which have affected the grains of quartz.

Key-words : Stratigraphy, Sedimentology, Palynology, Uppermost Devonian, Lowermost Carboniferous, Saharan platform.

INTRODUCTION

L'étude porte sur les termes de passage du Dévonien au Carbonifère connus dans le bassin d'Illizi sous le nom de Formation d'Illerène (ou Djebel Illerène) qui affleure dans le Sud. Plus au Nord, dans l'Hamada du Tinherth et à sa périphérie, elle constitue un petit réservoir pétrolier (F2) encore appelé complexe argilo-gréseux. Le Paléozoïque du bassin d'Illizi a fait l'objet de nombreuses études de la part des compagnies pétrolières ayant opéré au Sahara au cours de la décennie 1950-1960, mais très peu de résultats ont été publiés. Le travail de thèse de Latrèche (1987), réalisé à la demande de la Sonatrach-Exploration, marque une étape importante dans la connaissance du réservoir F2. Afin que l'étude (stratigraphie, sédimentologie, géochimie) soit réalisée dans un cadre biostratigraphique correct, il s'est rapidement avéré nécessaire d'entreprendre des recherches paléontologiques. Les résultats les plus intéressants ont été obtenus à partir de l'étude des spores abondantes et variées (Coquel et Latrèche, 1989). La palynologie s'est révélée dans l'intervalle stratigraphique Dévonien terminal-Carbonifère basal un excellent outil, confirmant ainsi les travaux de Attar *et al.*, (1980). Par contre, les espoirs fondés sur les Conodontes ont été quelque peu déçus. Les faciès sont défavorables et, d'une manière générale, ils sont rares et peu diversifiés dans la Formation d'Illerène (Remack-Petitot, 1960; Weyant in Latrèche, 1987).

Parmi les nombreux sondages étudiés [dans le cadre de la thèse de Latrèche (1987)], celui de ALS2, qui a entièrement carotté la Formation d'Illerène, constitue une référence pour la subsurface (fig. 1). Les principaux résultats obtenus pour ce sondage sont indiqués sur la figure 2.

CADRE GEOLOGIQUE

Le bassin d'Illizi dont l'individualisation est attribuée aux contrecoups de l'orogénèse hercynienne se situe au Nord du Massif Targui (Hoggar). Ses limites occidentale, orientale et septentrionale sont

moins évidentes. Elles correspondent à des zones hautes d'âge essentiellement paléozoïque. Il fait partie du vaste bassin de Ghadamès qui couvre une surface d'environ 400 000 km². Il s'étend sur 3 pays : Sud tunisien, Est du Sahara algérien et Nord-Est de la Libye.

Selon la terminologie classique 3 formations sont à considérer dans l'intervalle Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Il s'agit des formations de Tin Méras, d'Illerène et d'Issendjel.

1- Formation de Tin Meras : c'est une formation marine essentiellement argileuse dont l'épaisseur varie entre 150 m et 200 m dans le secteur d'Ahara, pour dépasser les 600 m au Nord du bassin (HFR1). Au niveau de la coupe de référence Ohanet-Polignac sa puissance est d'environ 300 m.

2- Formation d'Illerène : cette formation régressive d'épaisseur très variable (6 m à DCL2, plus de 120 m à HFR1) est complexe (fig. 1). Elle comprend 3 faciès principaux : argileux, gréseux et oolithique. Les structures sédimentaires (flaser-beddings et rides) sont fréquentes dans les grès, quant aux litages obliques ou entrecroisés ils affectent aussi bien les faciès gréseux qu'oolithiques. Les faunes sont relativement rares et peu diversifiées, par contre, les traces de bioturbation (scolithes) sont très fréquentes.

Suite à un diachronisme des faciès, l'âge de la Formation d'Illerène (Dévonien terminal-Carbonifère basal) a posé des problèmes qui n'ont été résolus que grâce aux études palynologiques (Attar *et al.*, 1980 ; Coquel et Latrèche, 1989). Au préalable, une biozonation de valeur régionale avait été établie par ces auteurs. De ces travaux retenons la Palynozone II dont l'identification a été fondamentale dans la détermination de l'âge de la Formation d'Illerène. Elle correspond à la biozone de Spelaotriletes lepidophytus. En fonction des variations quantitatives 3 sous-zones ont été définies : sous-zone IIa où abondent les Spelaotriletes granulatus, la sous-zone IIb où dominent les Spelaotriletes lepidophytus et la sous-zone IIc où les Acritarches atteignent à nouveau

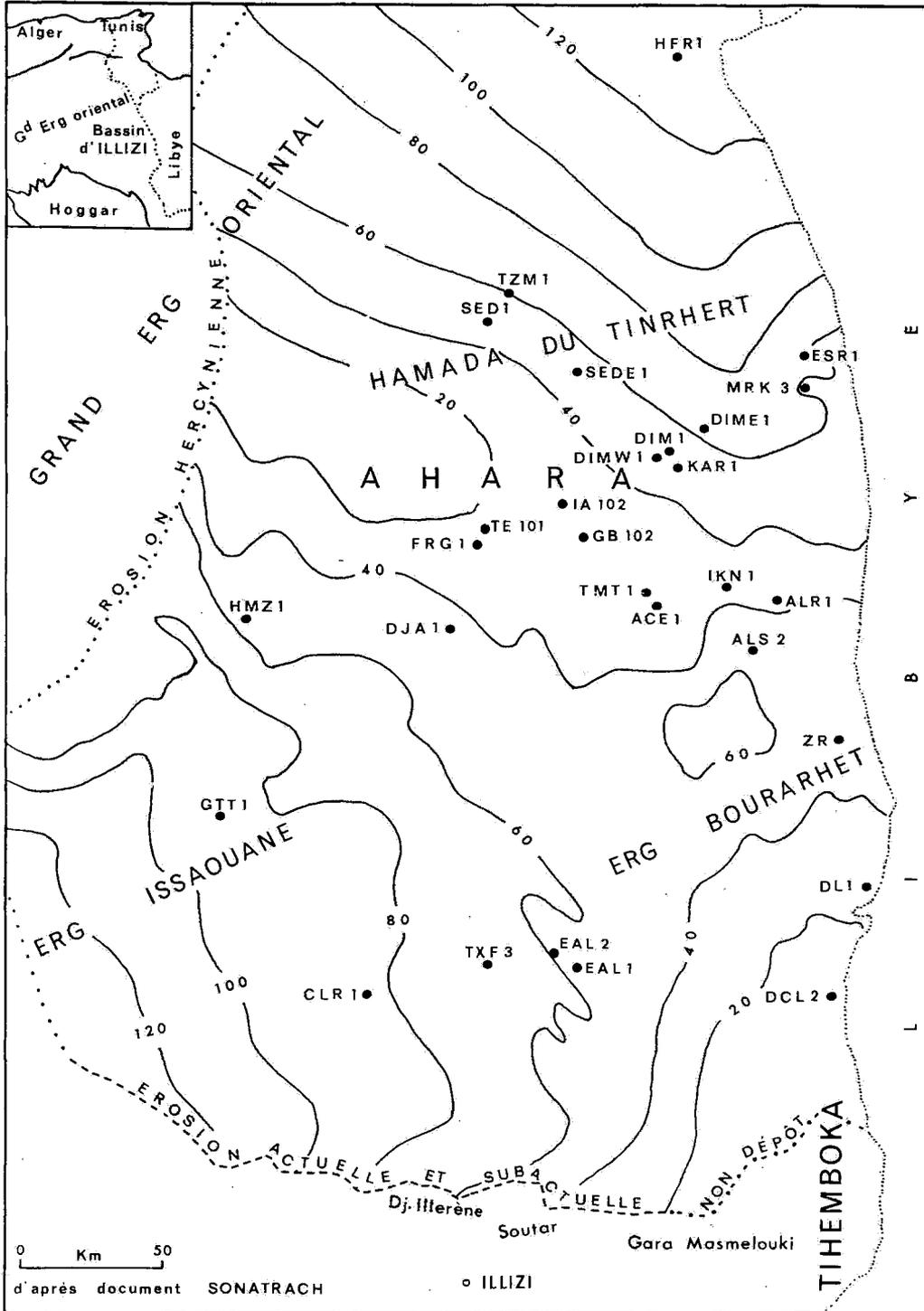


Fig. 1 - Formation d'Illerène : Isopachs - Position des sondages
Illerene Formation : Isopachs - Boreholes position

des pourcentages élevés. Cette palynozone correspond au Strunien, les taxons classiques de cette palynozone sont figurés sur la planche III.

A - Bordure Sud du bassin

Dans le cadre d'une mission organisée par la Direction Exploration de la Sonatrach en 1984, différentes coupes, depuis la Gara Elinomali à l'Ouest jusqu'à la Gara Masmelouki à l'Est, ont été réétudiées. Les résultats de cette mission de terrain n'ont fait l'objet que d'un rapport interne (Latrèche *et al.*, 1984). Par suite de variations latérales de faciès importantes, les corrélations entre les différentes coupes levées demeurent délicates à établir. Cependant, à la base un banc calcaréo-gréseux fossilifère montre une certaine constance, tandis qu'au sommet on note un banc de grès renfermant en plus ou moins grande quantité des fragments de bois flottés.

La faune est rare et peu diversifiée. Des Brachiopodes du Dévonien terminal-Carbonifère basal ont été signalés par différents auteurs : Chanut et Simandoux (1958) à la Gara Masmelouki; Dubois (1960) près de l'Oued Tekhammat. Mais les résultats biostratigraphiques demeurent difficiles à utiliser suite à l'emploi des termes tels que Strunien ou encore niveau d'Etroeungt qui ont fait l'objet de nombreuses discussions jusqu'à la publication par Conil, Groessens et Pirllet (1976) d'une mise au point. Au cours de la mission de terrain en 1984, des faunes de Brachiopodes appartenant au banc calcaréo-gréseux ont été récoltées, elles sont en cours d'étude (Brice et Latrèche). Il nous faut signaler que la position stratigraphique de cet horizon fossilifère n'est pas parfaitement établie. Il pourrait appartenir aux niveaux terminaux de la Formation de Tin Meras.

Les bancs gréseux situés au sommet de la formation renferment, en plus ou moins grande abondance, des bois flottés classiquement rapportés aux *Lepidodendropsis* (Dubois, 1960; Freulon, 1964). Une étude récente (Brousmitche *et al.*, 1991) a montré que ce matériel silicifié est

insuffisamment conservé pour permettre une attribution tant spécifique que générique. Ranger ces axes, particulièrement abondants dans le secteur de la Gara Masmelouki, dans les *Lépidodendropsides* constitue déjà une prise de position hasardeuse.

Les rares Conodontes dégagés (*Icriodus*, *Polygnathus*, ...) ne permettent pas de dater correctement la Formation d'Illerène. Quant aux spores et phytoplancton, ils sont absents dans ces niveaux trop fortement météorisés.

Nous constatons donc que cette Formation d'Illerène, faute d'arguments paléontologiques précis, n'est pas parfaitement datée à l'affleurement. La principale incertitude concerne les niveaux sommitaux : le Carbonifère basal y est-il présent ?

B - Au Nord des Tassilis

La Formation d'Illerène est nettement mieux connue. Les études biostratigraphiques des nombreux sondages pétroliers qui l'ont traversée ont permis d'établir avec précision son âge (Attar *et al.*, 1980 ; Coquel et Latrèche, 1989). Dans cette recherche les résultats palynologiques se sont avérés les plus précis. Les Conodontes, par suite de faciès défavorables, sont dans l'ensemble rares et peu diversifiés. Ils ont été principalement observés dans les niveaux oolithiques du sommet de la Formation (*Gnathodus cuneiformis*, *G. pseudosemiglaber*, *Polygnathus communis*).

Les principaux acquis des études palynologiques furent de préciser l'âge de la Formation ainsi que le diachronisme des faciès. La régression fin Dévonien s'est manifestée plus précocement dans le Sud du bassin où la majeure partie du complexe est à rapporter au Famennien (EAL1-EAL2), dans le champ de dôme à collénias (DCL2). Situé dans le prolongement de la Tihemboka, il est entièrement Famennien. Sur le môle d'Ahara, la base du complexe se place dans le voisinage immédiat de la limite Famennien-Strunien (TE101, ACE1). Plus au Nord,

elle se situe vraisemblablement dans la zone moyenne du Strunien (HFR1). Sur le môle d'Ahara, la Formation d'Illerène se termine bien souvent par des niveaux oolithiques d'âge tournaisien (fig. 2). Dans ce secteur géographique le Strunien est complet, le passage Dévonien-Carbonifère se fait sans discontinuité majeure de sédimentation, ce qui n'est pas le cas sur le môle de la Tihemboka et son prolongement où le Strunien peut être absent (DCL2, DL1).

3- *Formation d'Issendjel* : c'est une puissante série argilo-gréseuse (500 m environ) transgressive du Tournaisien-Viséen.

REMARQUE

Par suite de données géologiques insuffisantes, il est parfois difficile de positionner dans les sondages les formations lithologiques définies au niveau des affleurements dans la zone méridionale du bassin. Il s'agit en particulier de la limite Tin Meras-Illerène. Ce type de difficultés avait conduit Jardiné et Yapaudjian (1968) et Jardiné *et al.*, (1974) à proposer une lithostratigraphie du Silurien (Gothlandien)-Dévonien à partir des sondages pétroliers de l'Hamada du Tinrhert. La Formation d'Illerène se place au sommet de la Formation Gazelle (Moreau-Benoît *et al.*, 1993) et ne correspond pas exactement à la Formation Gazelle supérieure définie par Boumendjel *et al.*, (1988).

ETUDE DES DIFFERENTS FACIES

L'étude minéralogique, pétrographique et géochimique a porté sur plus de 300 échantillons de subsurface et de terrain. Ces derniers, par suite de leur altération (ferruginisation en particulier), ont montré une composition minéralogique nettement différente de celle des échantillons prélevés dans les carottes de sondages. Cette étude réalisée au cours du travail de thèse de Latrèche (1987) n'a encore fait l'objet d'aucune publication officielle. Seul le faciès ferrugineux avait fait l'objet d'une analyse préliminaire par Guerrak (1988) à partir de prélèvements de terrain.

1 - *Faciès oolithique* (Pl. 1, fig. 1-6)

Le faciès oolithique ferrugineux s'est avéré le plus complexe. Il est, d'une manière générale, très irrégulièrement réparti dans la série; dans certains sondages il peut même être absent (HFR1, GTT1, ESR1, MRK3, DCL2). Cependant, sur le môle d'Ahara on note fréquemment un niveau oolithique d'âge tournaisien au sommet de la Formation d'Illerène (fig. 1).

Les niveaux oolithiques de subsurface montrent une matrice chloriteuse de couleur verte plus ou moins intense, reflétant les teneurs en fer des chlorites (Odin et Letolle, 1978). De l'apatite peut être intimement associée à la chlorite; à côté de celle-ci peut également coexister de la calcédoine en position centrale dans l'espace interoolithique.

Les oolithes, de forme ellipsoïdale (Pl. 1, fig. 2), montrent dans un même sondage des variations de taille faible (ALS2 à 1955,25 m : $T_m = 0,237$ mm ; à 1910,70 m : $T_m = 0,253$ mm). Par contre, leur répartition spatiale montre des fluctuations importantes (0,116 mm à DJA1; 0,623 mm à KAR1; 0,496 mm à la Gara Masmelouki).

En subsurface la berthièreine apparaît comme le constituant principal des oolithes. Cette chlorite ferrifère se caractérise par un pic principal à 7 Å et l'absence du pic à 14 Å. D'autres chlorites ferrifères avec un pic à 14 Å ont également été mises en évidence. Quant au nucléus, il correspond pratiquement toujours à un grain de quartz détritique, exceptionnellement il peut s'agir de minéraux lourds (zircon ou encore tourmaline) ou de granules d'oxy-hydroxydes de fer. La berthièreine caractérise les milieux deltaïques à sub-deltaïques, voire estuariens (Porrenga, 1967; Odin et Giresse, 1972). Les hydroxydes de fer amorphes et la goëthite, issus directement par précipitation ou par oxydation de la berthièreine, se forment dans un milieu marin à la limite de l'émersion (profondeur inférieure à 20 m).

La berthièreine est très rarement signalée dans le Paléozoïque (Courty, 1986). A notre connaissance,

c'est la première fois qu'elle est mise en évidence dans des niveaux paléozoïques du Sahara.

Le faciès oolithique montre constamment des transformations diagénétiques plus ou moins poussées. La sidérite n'a été rencontrée qu'en subsurface. La sidéritisation se fait au détriment des oxy-hydroxydes de fer et de la chlorite; elle peut être très précoce et conduire au niveau de la matrice ou des oolithes à une épigénie totale. La pyrite est également présente dans la matrice et parfois dans les oolithes. Les minéraux d'origine détritique sont peu représentés dans le faciès oolithique. Il s'agit essentiellement de kaolinite et de quartz.

A l'affleurement l'altération du faciès oolithique est relativement peu accusée. Ceci est directement lié aux conditions atmosphériques qui ont maintenu un milieu faiblement drainé et riche en ions, mais qui ont permis cependant l'altération totale de la sidérite en hématite et en goéthite. Les hydroxydes de fer amorphes cristallisent en hématite, et les chlorites sont remplacées au cours d'une hydrolyse ménagée par l'interstratifié chlorite-vermiculite. Ces processus d'altération, peu développés en général, se sont produits depuis la mise à l'affleurement de la Formation d'Illerène, au début du Tertiaire.

Etudiés à partir d'échantillons de subsurface, les éléments en traces montrent de fortes teneurs en vanadium (259 ppm) et en strontium (200 ppm). Elles sont en relation avec la présence des phosphates et carbonates.

2 - *Faciès gréseux (Pl. 1, fig. 7-10 ; Pl. 2, fig. 1-9)*

Il s'agit essentiellement de grès unimodaux très fins (T_m : 0,106 mm) et fins (T_m : 0,142 mm) à matrice constituée principalement de chlorite et de kaolinite vermiculaire, formant l'une et l'autre des plages à contact net pour les échantillons de subsurface. L'illite et l'interstratifié illite-smectite y sont également présents. A l'affleurement la phase argileuse montre des compositions similaires à celle du faciès

oolithique : l'interstratifié chlorite-vermiculite domine, la chlorite est rare et l'hématite abondante (Pl. 1, fig. 7).

L'exoscopie des quartz montre qu'ils ont subi 2 phases de néogénèse très importantes (Le Rhibault, 1977). La plus ancienne s'est développée au cours de la sédimentation. Elle est caractérisée par une épaisse pellicule siliceuse recouvrant entièrement les grains (Pl. 2, fig. 2-3). Des traces de choc en V (Pl. 2, fig. 7-9) ou encore des stries (Pl. 2, fig. 3) indiquent une remise en suspension dans un milieu à forte énergie. Au cours de l'enfouissement une néogénèse diagénétique a conduit à recouvrir partiellement, ou entièrement, d'une pellicule siliceuse les grains de quartz masquant ainsi leurs caractères. Elle s'exprime de deux manières : certains grains ont acquis des formes automorphes (Pl. 2, fig. 4), tandis que d'autres ont leur surface tapissée de petits cristaux (0,1 à 0,2 μm).

Hormis le nourrissage des quartz, la seule néogénèse intéressante est la glauconitisation (Pl. 1, fig. 9-10; Pl. 2, fig. 1). Elle n'a été observée que dans les niveaux gréseux du sommet de la Formation d'Illerène situés juste sous le niveau sommital à oolithes (fig. 1). La répartition géographique des grès glauconieux est limitée à deux régions : la Gara Elinomali et le môle d'Ahara (secteur délimité par les sondages SED1, TZM1, ESR1, KAR1 et DIMW1). A ce changement minéralogique marqué correspond, à l'échelle du bassin, une modification du rapport Spores/Acrites. En forte régression depuis la base de la Formation, les Acrites montrent un brutal et bref accroissement de leur population au sommet de la Formation d'Illerène. Ce changement minéralogique et microfloristique indique, de toute évidence, une influence marine accusée au sommet d'une Formation à caractère général régressif (fig. 3).

L'origine des éléments détritiques (quartz et fragments lithiques) serait à rechercher au Sud du Hoggar dans les formations gréseuses de l'Ordovicien (Pl. 1, fig. 8). Cette direction et le sens des apports détritiques sont suggérés par les variations latérales du gradient granulométrique des grès représentés par les courbes isogranulométriques (0,250 - 0,200 -

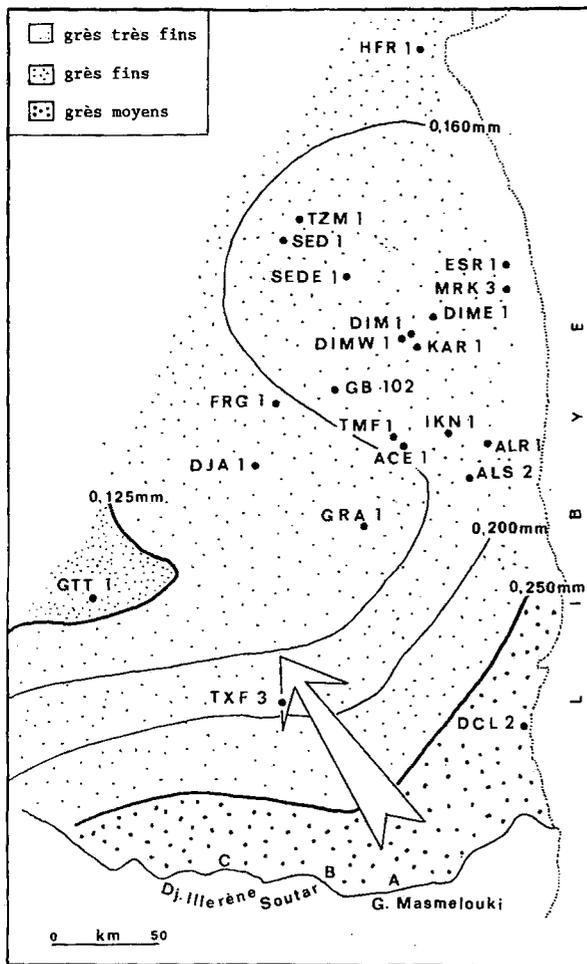


Fig. 3 - Formation d'Illerène : gradient granulométrique des grès
Illerene Formation : grain size distribution in the sandstones

0,160 - 0,125 mm). En effet, la décroissance de leurs valeurs depuis le secteur de la Tihemboka vers GTT1 situé plus au Nord-Ouest est bien marquée (fig. 4).

C'est dans ce faciès gréseux que les plus faibles teneurs des éléments en traces ont été relevées. Ceci est en étroite relation avec la faible représentativité des minéraux susceptibles de les fixer.

3 - Faciès argilites

Il s'agit bien souvent d'argilites silteuses de teinte

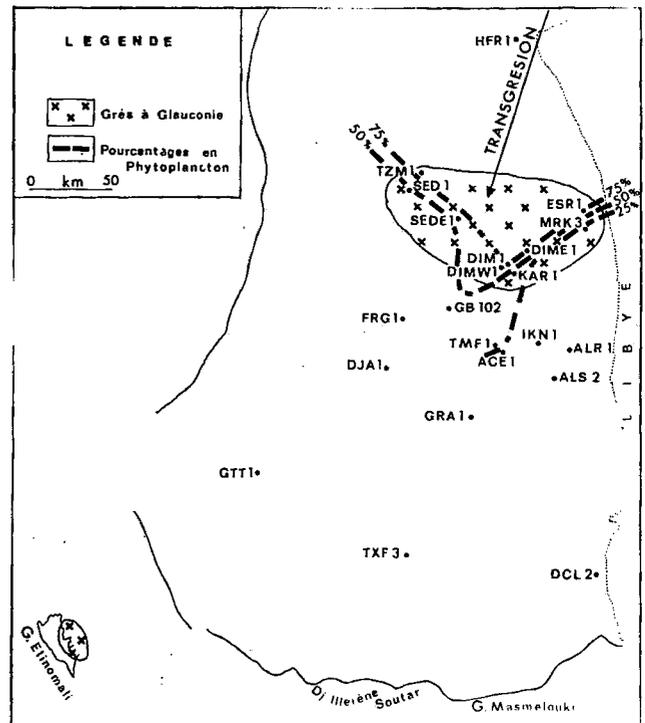


Fig. 4 - Sommet de la Formation d'Illerène : répartition géographique de la glauconie dans les grès et pourcentages en Phytoplancton
Upper part of the Illerene Formation : glauconite distribution in the sandstones and phytoplankton percentages

noirâtre en subsurface où elles sont en général riches en matière organique peu évoluée (HFR1 à 3321,50 m: C.O.T. de 5,24%). Elles constituent dans l'ensemble des roches-mères potentielles d'hydrocarbures, à condition cependant d'avoir une maturation plus grande de leur matière organique. C'est le cas aux confins des frontières algéro-tuniso-libyennes où les argilites de HFR1 ont montré une matière organique en fin de phase de faible catagenèse. Au contraire, dans la majeure partie du bassin, la matière organique se situe en début ou au milieu de la fenêtre à huile (fig. 5).

Dans ce secteur géographique les hydrocarbures produits par une matière organique peu mature sont

d'une part et des argilites d'autre part ne présentent que peu de différence liée à la double origine détritique et néoformée de l'illite et de la chlorite des grès. La répartition géographique de départ (au cours de la sédimentation) est donc mieux conservée dans les argilites où les différentes phyllites sont essentiellement héritées. On note (fig. 6) une zone kaolinique importante ($K > 50\%$) au Sud et à l'Est du bassin, et une seconde zone kaolinique de moindre importance, située elle sur le môle d'Ahara. Au Nord, l'illite est dominante alors que dans le reste du bassin aucune des trois phyllites (illite, kaolinite, chlorite) n'est prépondérante. La kaolinite abondante sur les bordures des Tassilis et sur le môle de la Tihemboka proviendrait d'une région plus méridionale soumise à une hydrolyse intense sous climat chaud et humide. De nombreux échantillons ont révélé la présence de pyrite sous la forme de petits cubes bien cristallisés (5-15 μm) ou encore sous la forme de masses framboïdes de taille nettement supérieure (parfois 2-3 mm). Leur formation témoigne d'un milieu euxinique favorable à la conservation de la matière organique. Cependant, sa présence dans certains niveaux constitue un élément important dans la dégradation des parois spores qui montrent des perforations liées à la diagenèse de la pyrite.

A l'instar des faciès oolithiques et gréseux, la composition minéralogique des argilites à l'affleurement est peu variée : l'interstratifié chlorite-vermiculite est abondant.

La spécificité géochimique des argiles est classique: chrome (183 ppm), lithium (121 ppm), cuivre (32 ppm) et rubidium (28 ppm) sont abondants.

ANALYSE SEQUENTIELLE ET PALYNOLOGIE

Parmi les nombreux forages qui ont traversé la Formation d'Illerène, pour explorer les niveaux sous-jacents du Dévonien et du Silurien terminal, plus prometteurs sur le plan pétrolier, celui de ALS2 revêt un intérêt particulier. La Formation d'Illerène y a été

entièrement carottée et analysée en détail. Le sondage ALS2 constitue de ce fait une référence pour le bassin d'Illizi (fig. 2). Une analyse lithologique fine, sur carottes, a mis en évidence quatre séquences (A, B, C et D) régressives de second ordre (Delfaud, 1984) se terminant chacune par un niveau d'oolithes (ou encore un banc de grès). L'étude des variations de la polarisation spontanée a également abouti à un même découpage. Par contre, l'analyse des autres enregistrements diagaphiques n'a pas apporté les résultats escomptés. Chaque séquence se compose de plusieurs séquences de premier ordre, également négatives, à l'exception d'une seule située dans la séquence supérieure (D). Cette dernière, la plus complexe de toutes, comprend 7 séquences de premier ordre dont une positive (ALS2 : 1916,50-1912 m). Elle a été établie dans un ensemble gréseux situé juste sous le niveau oolithique qui marque la fin de la Formation d'Illerène.

A l'échelle du bassin, les séquences de second ordre se retrouvent et sont à l'origine de corrélations lithostratigraphiques. Ce type d'analyse constitue un outil de travail utile permettant de positionner et de suivre l'évolution spatiale des niveaux favorables au piégeage des hydrocarbures. Ils se situent dans les séquences C et D. La séquence C est essentiellement gréseuse dans le Nord du bassin. Avec la séquence D, la sédimentation sableuse envahit la majeure partie du bassin, seule la zone Ouest est épargnée.

Il s'avérerait intéressant de comparer les résultats palynologiques (Attar *et al.*, 1980; Coquel et Latrèche 1989) avec ceux apportés par l'analyse séquentielle. De ce type d'étude il n'est guère ressorti de points de convergence, en particulier pour les séquences inférieures A et B qui n'ont pas le même âge dans tout le bassin, résultats prévisibles aux vues des données palynologiques précédemment acquises.

Dans le secteur du dôme à collénias (fig. 7, DCL2) seule la séquence A est présente; elle se situe en totalité dans le Famennien supérieur (Palynozone I de Attar *et al.*, 1980). Dans le sondage ALS2, elle se situe à l'extrême sommet du Famennien-base du

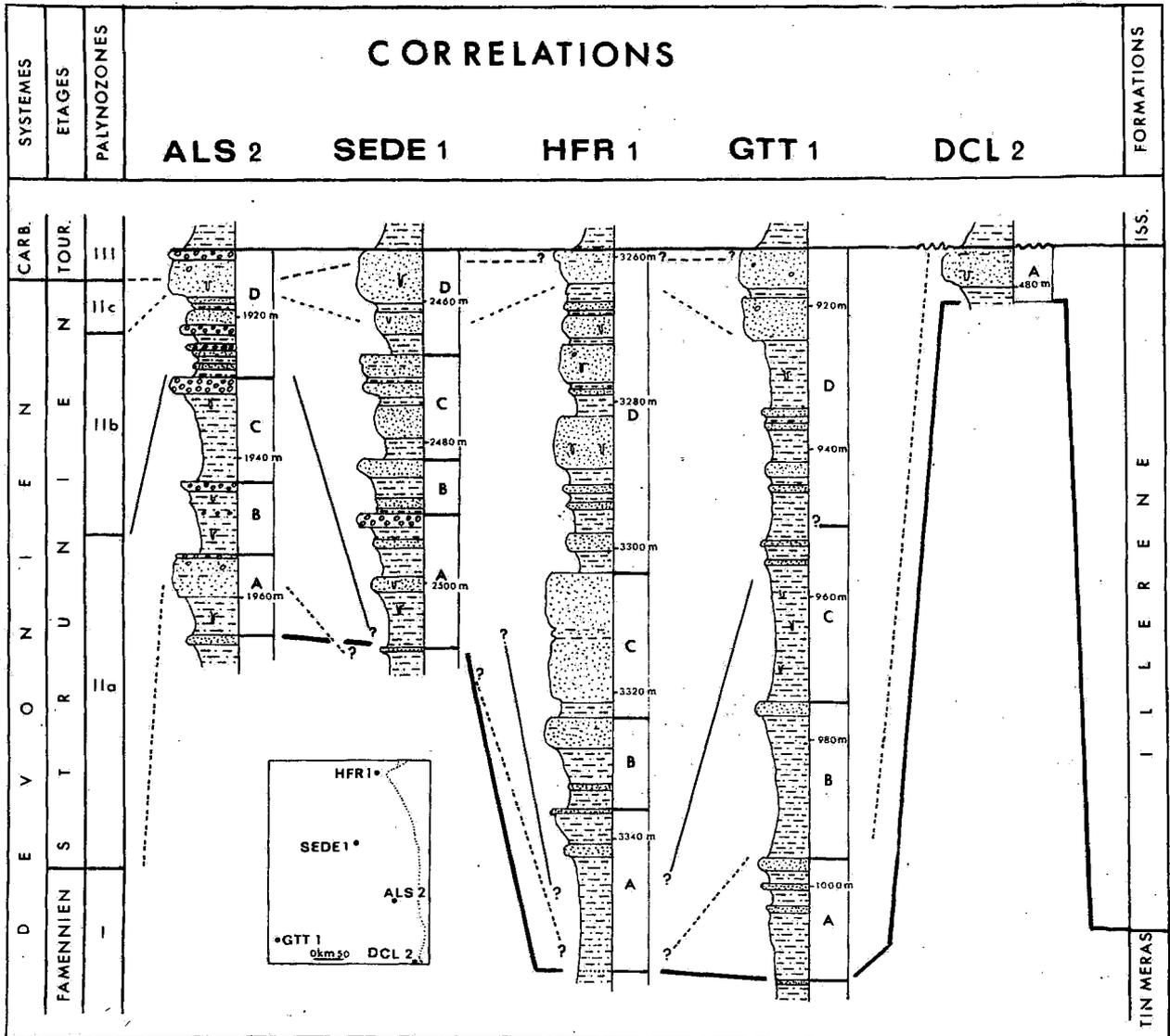


Fig. 7 - Formation d'Illerène : corrélations palynologiques et analyses séquentielles
 (Palynozones : d'après Attar *et al.*, 1980 et Coquel et Latrèche, 1989)
Illerene Formation : palynological correlations and sequential analysis
 (Palynozones : from Attar and al., 1980 and Coquel and Latrèche, 1989)

Strunien. Plus au Nord à HFR1, elle se place entièrement dans un Strunien inférieur à moyen. Seule la séquence terminale D, dans laquelle se situe la limite Dévonien-Carbonifère, a présenté sur le môle d'Ahara une certaine uniformité quant à son âge (Strunien moyen-Tournaisien basal; Palynozone IIb-base Palynozone III de Coquel et Latrèche, 1989). Dans ce même secteur géographique une bonne concordance entre palynologie-sédimentologie est notée. La pulsion marine du sommet de la Formation d'Illerène, mise en évidence dans les niveaux de grès sommitaux, est à la fois marquée par un grand développement du phytoplancton (rapport Acritarches / Spores : 50 à 80 %) et par une séquence métrique positive dans laquelle s'observe le phénomène de glauconitisation.

Plus au Nord, dans le sondage HFR1, la séquence D dont le sommet n'a pas été daté (le carottage a débuté quelques mètres en-dessous de la limite Illerène-Issendjel) appartient au Strunien moyen très riche en Spelaetriletes lepidophytus (Palynozone IIb de Coquel et Latrèche, 1989). Cette région, située aux confins des frontières algéro-tuniso-libyennes est caractérisée par un taux de sédimentation très élevé par rapport au reste du bassin. La Palynozone IIb pourrait y dépasser les 100 m, épaisseur nettement plus importante que dans le centre du bassin, où sa puissance ne devrait pas excéder 50-55 m (GTT1). L'absence de glauconie dans la séquence D, qui dans les deux sondages précédemment cités a le même âge, serait le résultat d'un taux de sédimentation trop élevé. Cette interprétation est probablement correcte. Il nous faut cependant signaler que les taux de sédimentation faibles à très faibles qui permettent la glauconitisation (Odin, 1975) ont toujours été notés au Strunien terminal-extrême base du Tournaisien (Palynozone IIc-base Palynozone III, Coquel et Latrèche, 1989) pour les échantillons de subsurface.

Conclusion

Les études séquentielles, d'un grand intérêt dans la connaissance du réservoir F2, ne peuvent cependant pas être utilisées à l'échelle du bassin à des fins

biostratigraphiques. La Formation d'Illerène qui s'est déposée dans un environnement deltaïque à pro-deltaïque, caractérisé par de rapides changements dans la sédimentation, fait qu'aucun banc lithologique particulier ne constitue de repère isochrone. Seul le niveau oolithique sommital du Tournaisien basal présente une certaine constance sur le môle d'Ahara.

CONCLUSION

La Formation d'Illerène, d'âge essentiellement strunien, présente un caractère détritique prépondérant (quartz et minéraux argileux). Elle montre également des niveaux d'oolithes ferrugineuses irrégulièrement répartis. Le milieu de sédimentation est caractérisé par une faible bathymétrie. Il s'agit d'un milieu deltaïque à pro-deltaïque d'une grande complexité avec variations rapides de faciès. Sur les fonds marins riches en matière organique les épibiontes étaient rares, par contre dans les sédiments détritiques argilo-sableux et dans les dépôts oolithiques ferrugineux une vie intense régnait comme en témoignent les très nombreuses pistes généralement attribuées aux Annélides. La berthière et les oxy-hydroxydes de fer dans les faciès ferrugineux et la glauconie dans les sables fournissent de précieuses informations sur les conditions de dépôt.

Au cours de l'enfouissement, certaines transformations ont eu lieu; parmi les plus importantes citons la sidéritisation très accusée dans les niveaux oolithiques. Au niveau des affleurements, l'altération est relativement peu accusée. Elle est marquée par la disparition totale de la sidérite et par l'abondance de l'hématite et de l'interstratifié chlorite-vermiculite. Par contre, la matière organique y est pratiquement absente, ce qui a rendu vain toute recherche palynologique.

Les 4 séquences de second ordre définies dans le forage ALS2 ont pu être suivies dans tout le bassin. Mais elles ne constituent que des unités lithostratigraphiques et ne peuvent en aucun cas, suite au diachronisme des faciès, apporter des

renseignements d'ordre biostratigraphique à l'échelle du bassin.

L'abondance de la matière organique contenue dans les argilites en fait des roches-mères de qualité moyenne à bonne. L'accumulation des hydrocarbures constitue un élément positif dans un contexte géologique défavorable à de bonnes propriétés pétrophysiques du réservoir F2. En effet, la qualité du réservoir est oblitérée par l'abondance des minéraux argileux incorporés dans la phase de liaison des sables au cours du dépôt et également par les néoformations synsédimentaires et diagénétiques qui ont affecté les grains de quartz. Ces phénomènes ne sont certainement pas uniformément développés à travers l'ensemble du bassin ; ce qui rend intéressant la recherche des zones où ils le sont moins, c'est-à-dire là où le réservoir possède de meilleures propriétés pétrophysiques.

Remerciements : Nous remercions la Direction Générale de la Sonatrach de nous avoir autorisé à publier nos résultats, ainsi que la Sonatrach-Exploration et le Centre de Recherches et Développement pour le soutien qu'ils nous ont apporté au cours de cette étude.

Les auteurs remercient J.J. CHAUVEL et M. ROBARDET de l'Université de Rennes pour leur lecture critique du manuscrit.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

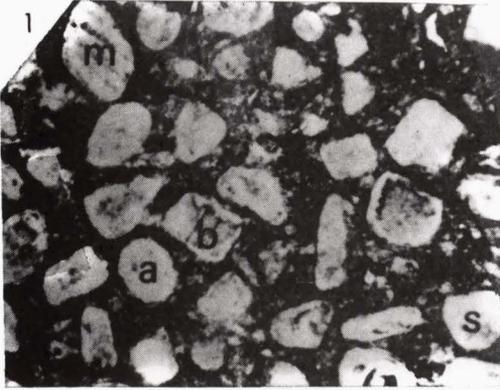
- Attar, A., Fournier J., Candilier, A.M. et Coquel, R. 1980. Etude palynologique du Carbonifère inférieur du bassin d'Illizi (Fort-Polignac) Algérie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 35 (4), 585-619.
- Boumendjel, K., Loboziak, S., Paris, F., Steemans, P. et Streel, M. 1988. Biostratigraphie des Miospores et des Chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien dans le bassin d'Illizi (SE du Sahara algérien). *Géobios*, 21 (3), 329-357.
- Brousriche, C., Coquel, R. et Latreche, S. 1991. Sur quelques axes de Lycophytes de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien). *Annales de la Société géologique du Nord*, 2 (2e s.), 105-111.
- Chanut, C. et Simandoux, G. 1958. Précisions sur la stratigraphie du Paléozoïque du bassin de Fort-Polignac. *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France*, 13, 299-300.
- Conil, R., Groessens, E. et Pirlet, H. 1976. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Annales de la Société géologique du Nord*, 96, 363-371.
- Coquel, R. et Latreche, S. 1989. Etude palynologique de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). *Palaeontographica*, Abt. B, 212, 47-70.
- Courty, G. 1986. Berthiérine majoritaire et traces de chlorite dans le minerai de La Ferrière-aux-Etangs. Hiérarchie des critères de la chlorite et comparaison avec les phyllites de May, Saint-Remy et Halouze. *III^e Congrès national des Sociétés savantes*, 1, 33-44.
- Delfaud, J. 1972. Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 77 (2), 593-611.
- Delfaud, J. 1984. Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 8 (1), 27-53.
- Dubois, P. 1960. Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(1), 94-97.
- Freulon, J.M. 1964. Etude géologique des séries primaires du Sahara central. *Centre National de la Recherche Scientifique*, 3, 186p.
- Guerrak, S. 1988. Paleozoic marine sedimentation and associated oolitic iron - rich deposits, Tassilis N'Ajjer and Illizi Basin, Saharan platform, Algeria. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 81 (2), 457-485.
- Jardine, S., Combaz, A., Magloire, L., Peniguel, G. et Vachey, G. 1974. Distribution stratigraphique des acritarches dans le Paléozoïque du Sahara algérien. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18, 99-129.
- Jardine, S. et Yapaudjian, L. 1968. Lithostratigraphie et palynologie du Dévonien-Gothlandien gréseux du Bassin de Polignac (Sahara). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 23 (4), 439-469.
- Latreche, S. 1987. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien, oriental). *Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille III*.

- Latreche, S., Conrad, J. et Conrad, G. 1984.** Etude sédimentologique des grès d'Illerène du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien). *Rapport Sonatrach, Division hydrocarbures*.
- LeRhibault, L. 1977.** L'exoscopie des quartz. Masson (Editeur), Paris, 150 p.
- Moreau-Benoit, A., Coquel, R. et Latreche, S. 1993.** Etude palynologique du Dévonien du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien). Approche biostratigraphique. *Géobios*, 26 (1), 3-31.
- Odin, G. 1975.** Les glauconies. Constitutions : Formation, Age. Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris.
- Odin, G. et Giresse, P. 1972.** Formation des minéraux phylliteux (berthiérine, smectites ferrifères, glauconie ouverte) dans les sédiments du Golfe de Guinée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 275, 177-180.
- Odin, G. et Letolle, R. 1978.** Les glauconies et aspects voisins ou confondus : signification sédimentologique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 20 (4), 553-558.
- Porrenga, D.H. 1967.** Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, 495-501.
- Remack-Petitot, M.L. 1960.** Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar, Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2 (2), 240-262.

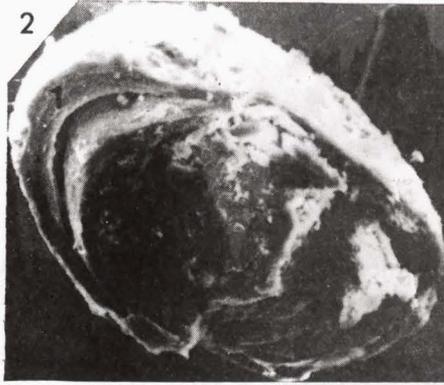
PLANCHE 1

- Fig. 1 -** Stade initial de l'oolithisation. Pellets argileux micacés (m) ou sans structure (S), oolithes à cortex très mince et à nucléus non structuré (a) ou micacé (b). Ciment sidéritique. L.N. FRG1 à 2004,50 m.
Ooid formations: initial stage. Argillaceous micaceous pellets (m), structureless pellets (S), ooids with a very thin cortex with a nuclei non structured (a) or with a micaceous nuclei (b). Sideritic cement.
- Fig. 2 -** Ultrastructure d'une oolithe ferrugineuse. Epaissement des couches corticales suivant le grand diamètre (1). GB102 à 2223,30 m.
Ultrastructure of a ferruginous ooid. Thickening of cortical layers along the great diameter (1).
- Fig. 3 -** Structure de la couche corticale d'une oolithe. Paillettes de berthierine non orientées. Structure d'une paillette : 3 zones (flèche). GB 102 à 2223,30 m.
Ooid: structure of the cortical layer. Non oriented berthierine flakes. Structure of a flake: 3 zones (arrow).
- Fig. 4 -** Apatite néoformée dans une oolithe. KAR1 à 2512 m.
Authigenic apatite in a ooid.
- Fig. 5 -** Sidérite dans le cortex d'une oolithe (S). KAR1 à 2512 m.
Siderite in the cortex of a ooid (S).
- Fig. 6 -** Diagenèse des oolithes. Couches corticales argileuses (a) en cours de remplacement par de la sidérite massive (S). KAR à 2512 m.
Diagenesis of ooids. Argillaceous cortical layers (a) partly substituted for massive siderite (S).
- Fig. 7 -** Grès à ciment ferrugineux (hématite : h). L.N. Ech. 25 du Djebel Illerène.
Ferruginous grained sandstone (hematite: h).
- Fig. 8 -** Grès très fin avec débris lithiques (9). L.P. Ech. 38 du Djebel Illerène.
Very fine grained sandstone with lithic fragments (9).
- Fig. 9 -** Grains de glauconie montrant des surfaces lisses (S) et des dépressions rugueuses (d). SEDE1 à 2462,60 m.
Glauconite grain with smooth surfaces (S) and rough depression (d).
- Fig. 10 -** Structure en feuillet d'un grain de glauconie (détail de la fig. 9).
Lamellar structure of a glauconite grain (detail fig. 9).

STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALYNOLOGIE DE LA FORMATION D'ILLERENE (DEVONIEN-CARBONIFERE)



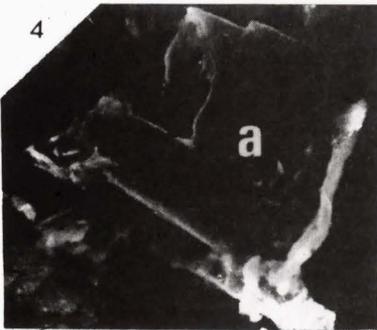
200 μ m



100 μ m



1 μ m



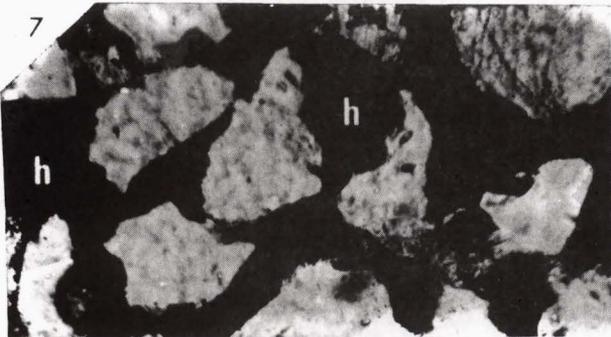
1 μ m



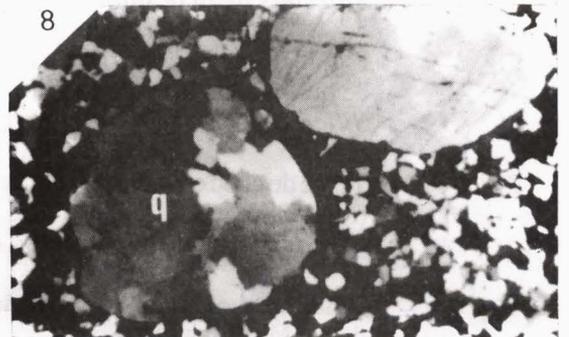
10 μ m



10 μ m



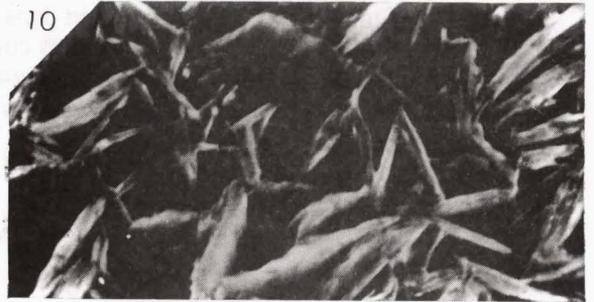
100 μ m



1 mm



10 μ m



1 μ m

PLANCHE 2

- Fig. 1 -** Vue générale d'un pellet vermiculaire de glauconie. SEDE1 à 2462,60 m.
General view of a vermicular glauconite pellet.
- Fig. 2 -** Grain de quartz recouvert d'une épaisse pellicule siliceuse de néogénèse affectée de stries (flèche). SEDE1 à 2462,60 m.
Quartz grain recovered by a thick siliceous pellicle (authigenetic silica) affected by striations (arrow).
- Fig. 3 -** Traces mécaniques sur la surface du quartz : les stries (détail de la fig. 2).
Mechanical markings on the surface of the quartz grain: striations (detail Fig.2).
- Fig. 4 -** Néogénèse diagénétique d'un grain de quartz. Pellicule siliceuse (f) sous forme de grandes faces planes. Les zones non affectées en dépression (d).
Overgrowth of a quartz grain. Siliceous pellicle (f) showing well-defined crystal faces. The depressions (d) indicate the zones non affected by overgrowth.
- Fig. 5 -** Stries au sein de la pellicule siliceuse. Présence de globules (flèches). SEDE1 à 2462,60 m.
Siliceous pellicle showing striations. Presence of globules (arrows).
- Fig. 6 -** Figure d'impression (f) d'un cristal automorphe sur la pellicule siliceuse d'un grain de quartz. ACE1 à 2069,20 m.
Siliceous pellicle of a quartz grain with the mark of an euhedral crystal (f).
- Fig. 7 -** Trace de choc en V en voie de comblement par un dépôt siliceux composé de globules (d). ACE1 à 2069,20 m.
V-shaped pit partly recovered by siliceous globules (d).
- Fig. 8 -** Trace de choc en V. Présence de quelques globules siliceux (flèche). Ech. 4 au NE de la Gara Masmelouki.
V-shaped pit. Presence of few siliceous globules (arrow).
- Fig. 9 -** Stade initial de la dissolution dans les quartz. Ebauche d'un réseau de dissolution à partir des V de choc (V) et des cupules (C). Ech. 28 du Djebel Illerène.
Initial stage of dissolution in a quartz grain. Beginning of a dissolution network from V-shaped pits (V) and cups (C).

STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALYNOLOGIE DE LA FORMATION D'ILLERENE (DEVONIEN-CARBONIFERE)

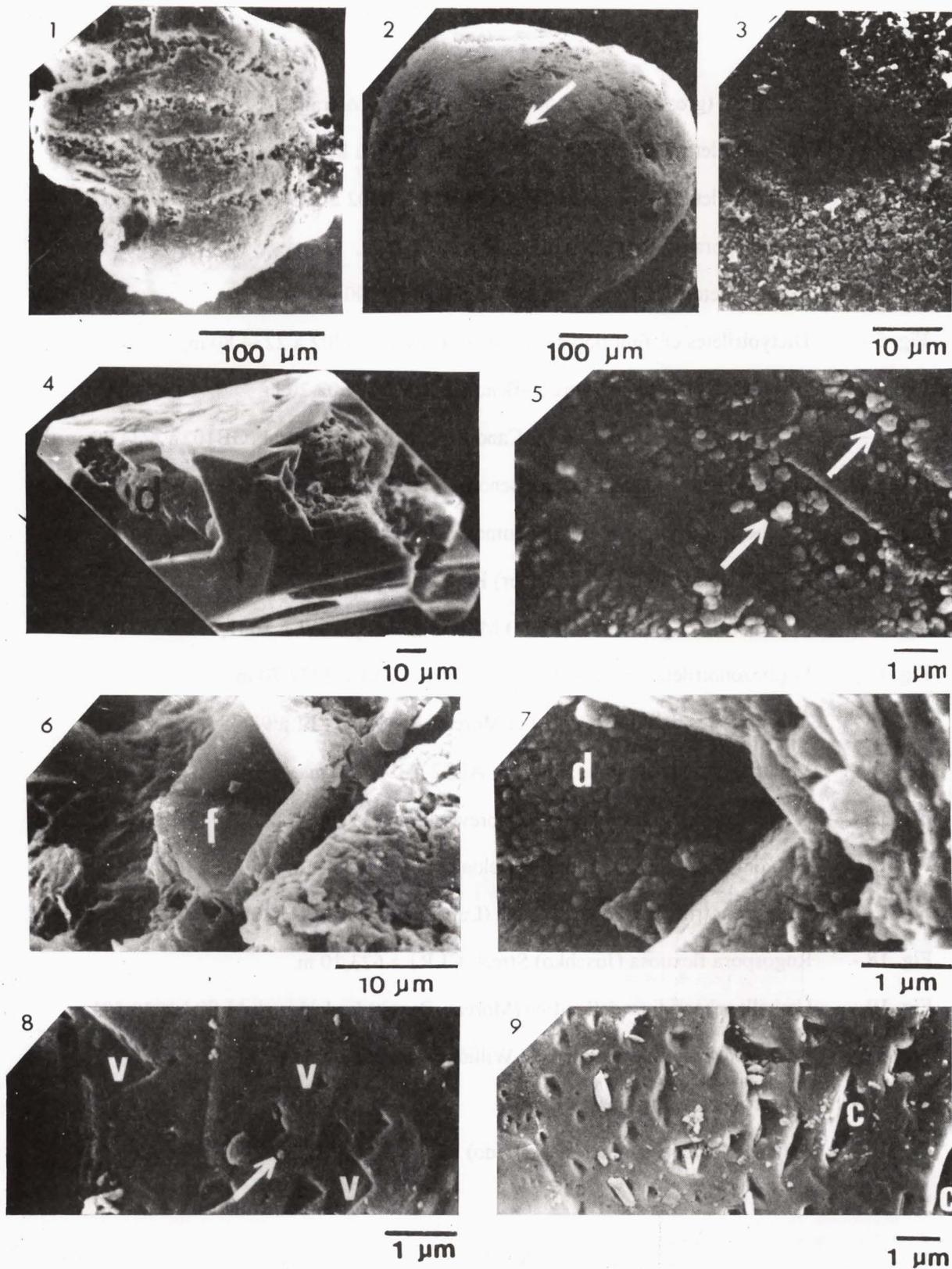


PLANCHE 3

(grossissement x 500, sauf indication contraire)

- Fig. 1 - *Spelaeotriletes lepidophytus* (Kédo) Strel. ZR1 à 818,50-819,30 m.
- Fig. 2 - *Spelaeotriletes lepidophytus* (Kédo) Strel. GB102 à 2234,80 m.
- Fig. 3 - *Auroraspora macra* Sullivan. ALS2 à 1948,45 m.
- Fig. 4 - *Retusotriletes incohatus* Sullivan. ALS2 à 1961,90 m.
- Fig. 5 - *Dictyotriletes cf. fimbriatus* (Winslow) Kaiser. GB102 à 2234,80 m.
- Fig. 6 - *Leiotriletes strunianus* Moreau-Benoit. MRK3 à 2502,20 m.
- Fig. 7 - *Lagenosporites pseudorugosus* Candilier, Coquel et Loboziak. GB102 à 2234,80 m.
- Fig. 8 - *Grandispora libyensis* Moreau-Benoit (x250). TE101 à 2056,15 m.
- Fig. 9 - *Cymbosporites famenensis* (Naoumova) Moreau-Benoit. MRK3 à 2499,50 m.
- Fig. 10 - *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kédo. ZR3 à 1244-1245 m.
- Fig. 11 - *Spelaeotriletes granulatus* (Kédo) Moreau-Benoit. DJA1 à 1637,55 m.
- Fig. 12 - *Lophozonotriletes cf. curvatus* Naoumova. ACE1 à 2077,70 m.
- Fig. 13 - *Pilosisporites delicatus* Coquel et Moreau-Benoit. GTT1 à 986,50 m.
- Fig. 14 - *Vallatisporites communis* Sullivan. ALS2 à 1910,50 m.
- Fig. 15 - *Gorgonisphaeridium solidum* var. *brevis* Jardiné *et al.* ALS2 à 1942,40 m.
- Fig. 16 - *Gorgonisphaeridium solidum* var. *elongatum* Jardiné *et al.* ALS2 à 1952,40 m.
- Fig. 17 - *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kédo. FRG1 à 2007,75 m.
- Fig. 18 - *Rugospora flexuosa* (Juschko) Strel. CLR1 à 623,10 m.
- Fig. 19 - *Umbellasphaeridium deflandreii* (Moreau-Benoit) Jardiné *et al.* ALS2 à 1938,50 m.
- Fig. 20 - *Maranhites britoi* Stockmans et Willière. ALS2 à 1961,90 m.
- Fig. 21 - *Scolécodonte*. DIM3 à 2499,50 m.
- Fig. 22 - *Verruciretusispora famenensis* (Kédo) Massa *et al.* ALS2 à 1961,90 m.

STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALYNOLOGIE DE LA FORMATION D'ILLERENE (DEVONIEN-CARBONIFERE)

