



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Estudio Geológico y Metalogenético del Basamento Precámbrico del Sáhara Occidental

Saleh Lehib Nayem

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

CAPITULO 9

EL FANEROZOICO

9.1. EL PALEOZOICO

9.1.1 INTRODUCCIÓN

Aunque no es el objetivo de esta memoria, a efectos de síntesis y para enmarcar el contexto geológico de los materiales del Precámbrico, y por su interés metalogénico, se va a dar un resumen rápido de las características de los materiales del Paleozoico.

La serie estratigráfica del Paleozoico en el Sáhara Occidental se apoya mediante una clara discordancia angular sobre los materiales cristalinos del Precámbrico, que han sido metamorfizados y deformados durante diversas orogenias.

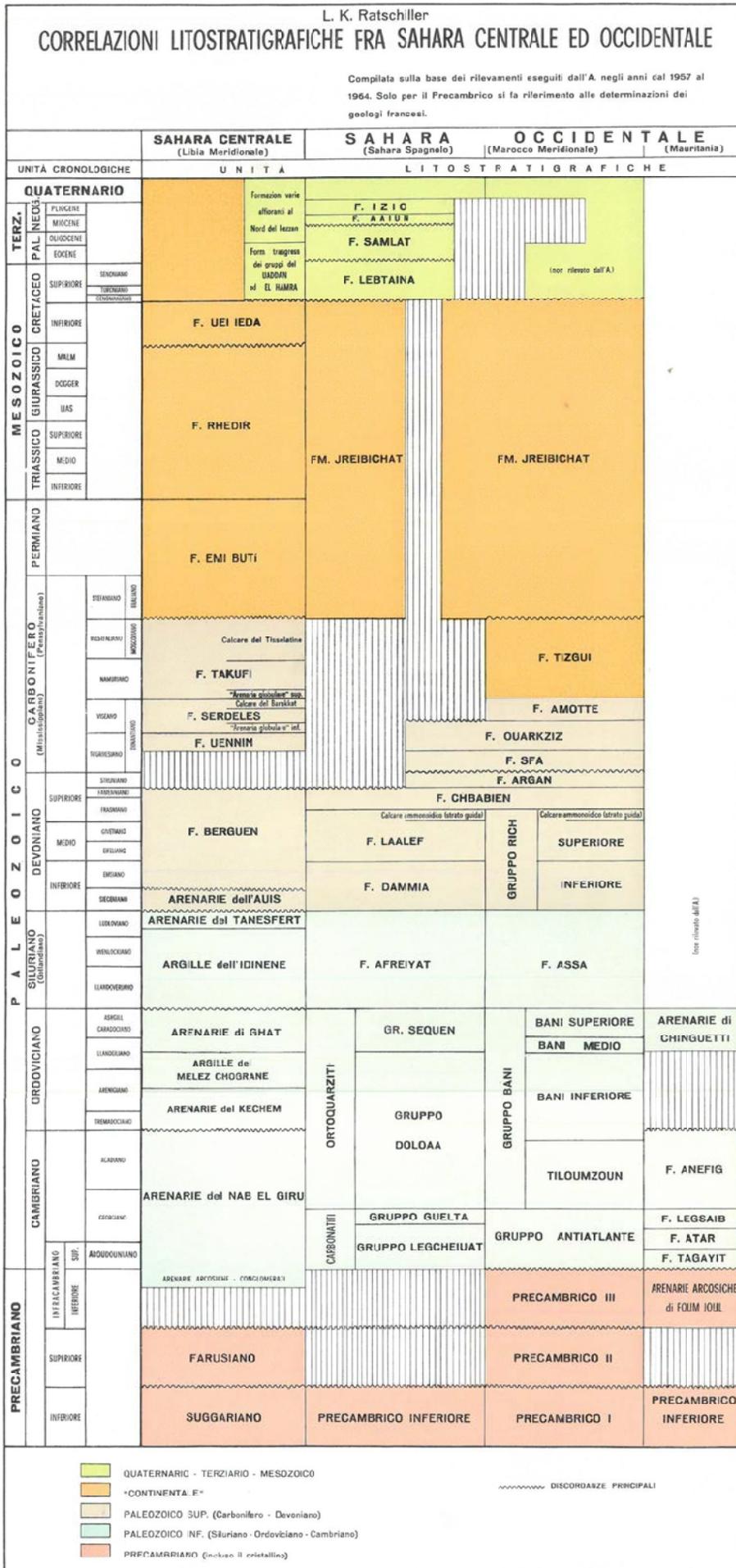
En la zona del Norte del Sáhara la serie del Paleozoico es mucho más completa y descansa sobre los materiales del Proterozoico del dominio de Tifariti-Bir Lehlu - Ain Ben Tili, pertenecientes al escudo de Reguibat. En este sector, la serie del Paleozoico abarca desde el Ordovícico al Carbonífero, buzando suavemente al Norte (Alfa Medina, 1949); esta misma serie se extiende al Este durante cientos de kilómetros a través de Argelia y, en menor medida, Mauritania (Ventisette et al., 2012; Ciampalini et al., 2012); hacia el SW queda cabalgada por las láminas de los Mauritánides y se dispone discordantemente sobre materiales mucho más antiguos de los dominios de Tasiast-Tijrit-Auserd, Layuad, Miyec-Ijil y Sfariat (predominantemente, del Arcaico). En

este sector la serie del Paleozoico es muy incompleta, y predominan los afloramientos del Paleozoico Inferior.

Los materiales del Paleozoico se depositaron en forma de una secuencia de plataforma en un margen continental, sobre la penillanura erosiva del Proterozoico en el margen continental del cratón de Reguibat, y se disponen de forma subhorizontal sobre los diversos dominios de la Dorsal de Reguibat, en los que, como hemos visto, afloran materiales de un basamento cristalino con registro desde el Mesozoico al Proterozoico superior.

La serie del Paleozoico no parece comprender el registro estratigráfico de todos sus períodos, habiéndose localizado por el momento series desde el Cámbrico superior al Carbonífero superior, si bien los tramos más desarrollados corresponden al Devónico.

Durante la orogenia hercínica los materiales del Paleozoico fueron deformados en un ambiente epizonal, formándose un sinclinorio (el sinclinal de Tinduf) con dirección E-W en el Norte del Sáhara, pero que a la altura de Smara toma dirección SSW. En la parte del SW del Sáhara, el sinclinorio queda cabalgado por los Mauritánides; en cambio, en el sector N del Sáhara (flanco sur del sinclinal de Tinduf) estos materiales no están afectados por metamorfismo regional o de contacto y la deformación es muy suave, por



lo que se han realizado diversas series y ensayos de reconstrucción paleogeográfica, aunque todavía están incompletos.

En los materiales del Paleozoico del Sáhara Occidental no se ven intrusivos, aunque granitoides de edad Paleozoico Superior alcanzan a cortar a los materiales de las láminas cabalgantes de los Mauritánides.

Los materiales del Paleozoico quedan recubiertos discordantemente por las series marinas de plataforma transgresivas subhorizontales del Cretácico o del Terciario. La distribución de facies del Palaeozoico del sector N del Sáhara (Ratschiller, 1970) se encuentra en la fig. 9.1.1, y una secuencia general en la figura 9.1.2 (Gerrak, 1991).

Debido a su buzamiento horizontal, los niveles sedimentarios forman escarpes o escalones de pocos metros de altura que resaltan de forma muy continua sobre los anteriores, formando superficies estructurales que se extienden lateralmente durante centenares de kilómetros y en anchura durante decenas; la presencia de suaves buzamientos al N determina que en estas superficies se instalen extensas cuencas endorreicas que determinan la aparición de microcuencas evaporíticas (sabkha) de forma alargada en dirección E-W, siguiendo la dirección de capa de estos materiales.

9.1.2. EL ORDOVÍCICO

Las rocas correspondientes a esta etapa están representadas a grandes rasgos por areniscas cuarzosas, limolitas, arcillas y microbrechas. En esta serie se han diferenciado dos formaciones (Sougy, 1961):

-Formación Garat el Hamoueid (GEH): está constituida mayoritariamente por areniscas masivas, a menudo conglomeráticas, con algunas pasadas cuarcíticas.

-Formación Oumat el Ham (OEH). Consta de limolitas y argilitas Esta formación

produce un extenso afloramiento en prácticamente todo el flanco sur de la cuenca de Tinduf, apoyándose transgresivamente sobre los granitos del Precámbrico y siguiendo una dirección de afloramiento ENE hasta llegar a los 10°40' de longitud, momento en el que la unidad se curva y va cambiando de dirección hasta aflorar en una componente NE en Caabiat.

Durante el depósito de estos sedimentos se produjeron movimientos, ligeros basculamientos e interrupciones de la sedimentación con intercalación de procesos erosivos, motivando la creación de discordancias erosivas. A consecuencia de ello se produjeron ligeros cambios laterales de facies y potencia entre los depósitos en dirección NE (Sougy, 1961).

Las areniscas inferiores de la formación OEH desaparecen al este de la cadena plegada paleozoica, situándose en su techo la primera de las discordancias intrapaleozoicas (Sougy, 1961). La segunda está ubicada en el techo de las pizarras verdes de la parte superior de la formación OEH, siguiéndose estas rocas a lo largo del borde sur del sinclinal de Tinduf hasta que en el paralelo 10°40' desaparecen, motivando que las areniscas de la formación GEH se apoyen directamente sobre el basamento, constituyendo una magnífica cobertura protectora y fosilizando una superficie de erosión antigua (Sougy, 1961).

En Argelia el contenido fosilífero de graptolites de estas unidades ha sido analizado en detalle por Legrand (1969, 1970, 1986, 1995, 2000, 2002, 2003, 2009).

9.1.3. EL SILÚRICO

A principios del Silúrico, terminó un periodo de glaciación activo durante el Ordovícico Superior (Loi et al., 2010) y, con ello, hubo una transgresión marina generalizada, con una sedimentación de

Figura 9.1.1. (Página anterior). Distribución de las series sedimentarias del Fanerozoico en el N de la Dorsal de Reguibat (adaptado de Ratschiller, 1970).

Figure 9.1.1. (Above page). Distribution of the Fanerozoic sedimentary series in the N of the Reguibat Ridge (adapted from Ratschiller, 1970).

| AGE | DJEBILET SUB-BASIN | | GENERALIZED LITHOLOGY | IGUIDI SUB-BASIN | |
|--------------------|--------------------------|--------------------|----------------------------------|-------------------|--------------------|
| | FORMATIONS | Thickness (metres) | | FORMATIONS | Thickness (metres) |
| NAMURO-WESTPHALIAN | HASSI AOULEOUEL | 350 | SANDY SHALES, FINE SANDSTONES | CONCEALED AREA | ? |
| VISEAN | AIN EL BARKA | 600 | SHALES | | |
| | | | SHALES, LIMESTONES AND DOLOMITES | | |
| | KERB ES SEFIAT | 310 | ANHYDRITE | | |
| TOURNAISIAN | KERB ES SLOUGUIA | 80-160 | SHALES AND LIMESTONES | | |
| | | | SHALES AND LIMESTONES | | |
| FAMENNIAN | KERB EN NAGA | 100-140 | SILTSTONES AND SHALES | MECHERI | 200-250 |
| | OUED GHAZAL | 100-150 | ARGILLACEOUS SILTSTONES | | |
| FRASNIAN | OUED TSABIA | 80-160 | SILTSTONES AND LIMESTONES | BOU BERNOUS | 70 |
| GIVETIAN | upper middle lower | OUED TALHA | LIMESTONES AND SHALES | Upper FEDJ MLEHAS | 70 |
| EIFELIAN | | | | | |
| EMSIAN | | | | | |
| PRAGIAN | upper lower | DJEBILET | SILTSTONES AND SANDSTONES | Lower FEDJ MLEHAS | 90 |
| LOCHKOVIAN | | | | | |
| SILURIAN | SEBKHA MABBES | 80-200 | SHALES | GARA SAYADA | 70-1000 |
| Cambro-Ordovician | GHEZZIANE | 0-70 | SANDSTONES | EGLAB | |
| Precambrian | YETTI | | GRANITES | | |

Figura 9.1.2. Litostratigrafía del flanco sur del sinclinal de Tinduf (adaptado de Graverot y Planchon, 1964, modificado por Guerrak, 1988).

Figure 9.1.2. Lithostratigraphy of the southern flank of the Tindouf Basin (adapted after Graverot and Planchon, 1964, modified by Guerrak, 1988).

plataforma de margen continental (Deynoux et al., 2006). De acuerdo a los registros estratigráficos de Ratchiller (1967, 1970), las rocas correspondientes a esta etapa están representadas a grandes rasgos por arcillas y pizarras blancas y calizas fosilíferas, azuladas y microcristalinas. Especialmente en las pizarras del límite con el Ordovícico superior,

se han localizado abundantes fósiles de graptolites, los cuales han sido estudiados especialmente en Argelia (Legrand, 1969, 1970, 1977, 1986, 1995, 2000, 2002, 2003, 2009).

Las capas carbonatadas se observan nítidamente en el terreno y son muy fácilmente caracterizables por contener grandes



Figura 9.1.3. Izquierda, packstone del Silúrico con orthoceras de tamaño pequeño, en el extremo NE del Sáhara Occidental, en la carretera de Tinduf-Bir Lehlu. Derecha, wackestone con orthoceras de gran tamaño en la misma localidad.

Figure 9.1.3. Left, packstone of Silurian age with orthoceras of small size, at the NE extrem of the Western Sahara, along the road between Tinduf-Bir Lehlu. Right, wackestone with large-sized orthoceras from the same locality.

cantidades de fósiles ortocéridos, que llegan a conformar packstones de estos fósiles (fig. 9.1.3). Los cefalópodos están clasificados por su tamaño, con niveles ricos en ejemplares de gran tamaño y otros con tamaños mucho menores, lo que evidenciaría un cierto grado de transporte de estos organismos por corrientes sedimentarias (Martinell, com. pers.).

Las calizas podrían ser un posible reservorio de agua, aunque no está tan claro debido a la ausencia de perforaciones productivas en estas zonas.

Desde el este hacia el oeste, se pasa de calizas cristalinas y moderadamente compactas a calizas microcristalinas-granudas, con tonalidades azules y mucho más densas y compactas.

9.1.4. EL DEVÓNICO INFERIOR

El Devónico Inferior en el Sáhara Occidental es una banda que se extiende desde Dalaat Aseraual en dirección NE hasta Laaragua y desde ahí toma una dirección casi E-W, pasando por Dalat Erni en el centro y Daalat Ladmia en el extremo este del Sáhara Occidental hasta extenderse en territorio argelino (Rodríguez Mellado, 1948).

La parte más baja, del Lockoviense, es muy rica en horizontes de oolitos ferruginosos, que pueden alcanzar potencias en el orden decamétrico (Gerrak, 1991); hay asimismo algún horizonte en el Emsiense. La existencia de estos paquetes de oolitos ferruginosos son indicadores de episodios regresivos, según Hallam y Bradshaw (1979).

No obstante, en conjunto, el Devónico inferior es generalmente arenoso, presentando una coloración roja o marrón rojizo debido a la abundancia de capas ferruginosas (Ratchiller, 1967). Estos tramos detríticos presentan fuertes estratificaciones cruzadas y ripples.

Estas secuencias se encuentran cubiertas por arcillas grises con intercalaciones de sedimentos calcáreos delgados. Son tramos poco fosilíferos, pero algunos tramos contienen restos de plantas mal conservados que fueron utilizados para su datación en la zona de Gara Djebilet en Argelia (Lemoigne, 1967).

En conjunto, los depósitos del Devónico Inferior tienen un espesor de 330 m cerca de Daalat Erni y pueden exceder los 450m en Laaragua, mientras en la parte Este en Wad Slugua el espesor tiende a adelgazarse. Estos materiales conforman muy buenos afloramientos, con superficies estructurales, y



Figura 9.1.4. Izquierda, afloramientos con restos sueltos de tetracoralararios del Devónico medio, en el extremo NE del Sáhara Occidental, en la carretera de Tinduf a Bir Lehlu. Derecha, similar afloramiento de la misma zona, con corales en parte incluidos en calizas del Devónico Medio.

Figure 9.1.4. Left, outcrops with remains of tetracorallaria from the Middle Devonian, at the NE corner of the Western Sahara, along the road between Tinduf and Bir Lehlu. Right, similar outcrop at the same zone, with coralls partly included in Middle Devonian limestones.

pueden intuirse unas buenas propiedades como potenciales rocas almacén de fluidos por su permeabilidad.

9.1.5. EL DEVÓNICO MEDIO

Tiende a seguir la misma estructura del Devónico inferior. Dominan las calizas muy fosilíferas y ricas en arrecifes con estromatopóridos (Königshof y Kershaw, 2006) y corales, tanto en forma de corales solitarios como en sus formas coloniales (Dumestre y Illing, 1967; Schindler y Wehrmann, 2010; fig. 9.1.4), acompañados por gran cantidad de variedades de braquiópodos (caracterizados éstos por encontrarse en perfecto estado de conservación; Schemm-Gregory y Jansen, 2005; Wendt y Kaufmann, 2006; Schemm-Gregory, 2011), briozoos y otros organismos. En algunos corales se han localizado perforaciones de gusanos (Lehbib et al., 2016). No obstante, se han podido identificar algunos trilobites en algunos puntos.

El Devónico Medio, a diferencia del Devónico inferior, en su prolongación hacia el Este conserva la misma potencia (Arden y Rehrig, 1964).

9.1.6. EL DEVÓNICO SUPERIOR

El Devónico superior se caracteriza por la presencia de unas areniscas muy compactas y duras, de color oscuro, negro achocolatado; también es remarcable su amplia fauna de braquiópodos, tentaculítidos, goniatítidos y orthocerátidos (Legrand, 1967).

9.1.7. EL CARBONÍFERO

Las series del Carbonífero afloran en el eje del anticlinal de Tinduf, principalmente en Argelia. Comprenden series de pizarras, areniscas, calizas y evaporitas (fig. 9.1.2).

9.1.8. RECURSOS MINERALES DE LAS SERIES DEL PALEOZOICO

De entre todos los recursos potenciales, los más importantes son los de hierro. Como hemos indicado, existen recursos de hierro de tipo oolítico en diferentes tramos de la serie del Paleozoico. Estos recursos se extienden durante cientos de kilómetros no sólo a lo largo del Sáhara Occidental sino que se

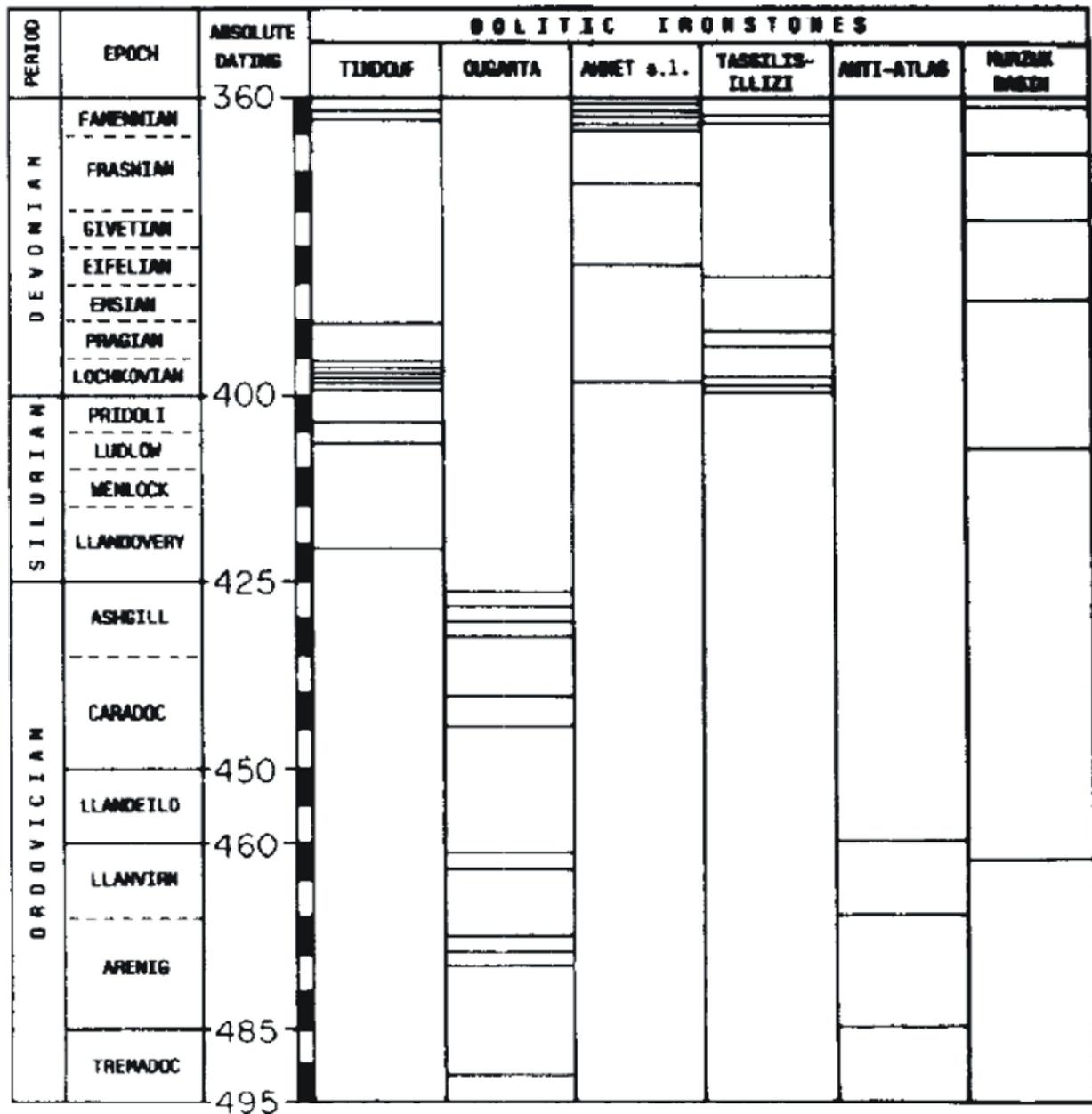


Figura 9.1.5. Distribución geocronológica y espacial de los niveles con hierro oolítico en el Paleozoico del Sáhara (adaptado de Guerrak, 1991).

Figure 9.1.5. Geochronological and spacial distribution of the oolitic ironstone beds in the Paleozoic of the Sahara (adapted from Guerrak, 1991).

prolongan a lo largo de todo el flanco sur del sinclinal de Tinduf en Argelia y Mauritania, aflorando asimismo en el flanco norte de esta estructura (fig. 9.1.5).

Los niveles oolíticos ferruginosos del Devónico inferior son un elemento metalogénico de primer orden, estudiados en detalle originalmente en Argelia (Guerrak y Chauvel, 1985; Guerrak, 1987, a, b; 1988a, b, c; 1991), aunque ya eran conocidos desde muy antiguo en el Sáhara Occidental (Alía Medina,

1947). Ciampalini et al. (2013) estudian mediante foto satélite su prolongación en el Sáhara Occidental. Estos recursos son muy importantes, puesto que Guerrak (1991) estima sólo en la zona del Sáhara de Argelia un total de 9750 Mt de recursos de mena ferruginosa contenidos en las series del Devónico, y un total de 1050 Mt los recursos de mena ferruginosa contenidos en las series del Silúrico. En el conjunto del Sáhara, incluyendo por tanto al Sáhara Occidental y



Figura 9.1.6. Afloramientos de niveles de hierro oolítico (con color oscuro) en el extremo NE del Sáhara Occidental, en la carretera de Tinduf a Bir Lehlu.

Figure 9.1.6. Outcrops of ferruginous oolitic units (dark color) at the NE corner of the Western Sahara, along the road between Tinduf and Bir Lehlu.

Mauritania, el volumen total de recursos es casi el doble, de más de 28.600 Mt.

En el caso del Sáhara, las mineralizaciones de Fe afloran extensivamente a lo largo de la carretera de Tinduf a Bir Lehlu (fig. 9.1.6), existiendo por lo tanto una buena accesibilidad y comunicación con los indicios.

Se trata de cuerpos de hematites con textura oolítica, a veces muy recristalizada. Desconocemos las leyes de las menas pero parecen muy masivas.

Por otra parte, sería muy fácil la extracción de grandes volúmenes de mineral pues el afloramiento se realiza sobre

superficies estructurales desarrollada sobre paquetes de potencia decamétrica y de cientos de kilómetros de extensión.

Queda por estudiar, no obstante, la mineralogía de detalle de estas capas y su geoquímica, factores que pueden condicionar su explotabilidad, aunque los depósitos quedan en áreas remotas.

Finalmente, es evidente que uno de los recursos importantes del área son las rocas ornamentales. Las calizas con abundantes restos de fósiles, caso de existir paquetes potentes, constituyen un recurso económico de primer orden.

9.2. EL MESOZOICO Y EL CENOZOICO

9.2.1 INTRODUCCIÓN

Como en el caso de las series del Paleozoico, los materiales asociados a los ciclos del Mesozoico y Cenozoico no forman parte de los objetivos de esta memoria, y sólo se reseñan unos breves datos a efectos de completar la visión panorámica de la geología del Sáhara Occidental.

A grandes rasgos, las series del Mesozoico y Cenozoico se formaron en el marco de la ruptura continental de Pangea, desde finales del Triásico y la apertura del Atlántico Central (Seibold, 1982; Oyarzún et al., 1997). Comprenden principalmente series marinas de margen continental, a las que se asocia un magmatismo relativamente poco estudiado, que llega a dar carbonatitas en el dominio Occidental de los Mauritánides (véase capítulo 8). Estas series, desde el Triásico hasta el Cuaternario, se disponen transgresivamente y en discordancia angular tanto sobre el basamento hercínico como sobre el basamento cristalino más antiguo del Precámbrico.

La mayor parte de sedimentos se localizan en la cuenca sedimentaria de El Aaiún (fig. 9.2.1), un elemento regional de primer orden dispuesto a lo largo de toda la costa atlántica en todo el Sáhara Occidental y que se prolonga hacia Marruecos, en la cuenca de Tarfaya. La cuenca de Aaiún está situada en el

margen continental noroeste de África, estando cerrada por el Este por la cadena Hercínica de los Mauritánides; hacia el Norte se prolonga hasta el Anti Atlas y por el Sur es limitada por el escudo de Reguibat (Cabezón, 2006). La parte terrestre de la cuenca costera tiene una longitud de aproximadamente 700 km (N-S) y una anchura de 100 a 250 km en dirección este-oeste. Cubre un área de aproximadamente 125.000 km² (Ranke et al., 1982).

Los afloramientos de materiales de la cuenca de El Aaiún comprenden sedimentos desde el Cretácico superior (von Rad y Wissmann, 1982), y en ella se ubican los yacimientos de fosfato de importancia mundial. No obstante, la mayor parte de información disponible sobre la geología de estas cuencas se debe al impulso realizado por las empresas petrolíferas para el estudio de los recursos de petróleo en el Sáhara Occidental, tanto onshore como offshore.

9.2.2. EL TRIÁSICO

En el Sáhara Occidental no hay afloramientos de materiales de esta edad. No obstante, se ha demostrado la presencia de sedimentos del Triásico por debajo de la cuenca sedimentaria del Terciario de El Aaiún, en varios sondeos realizados tanto en la época

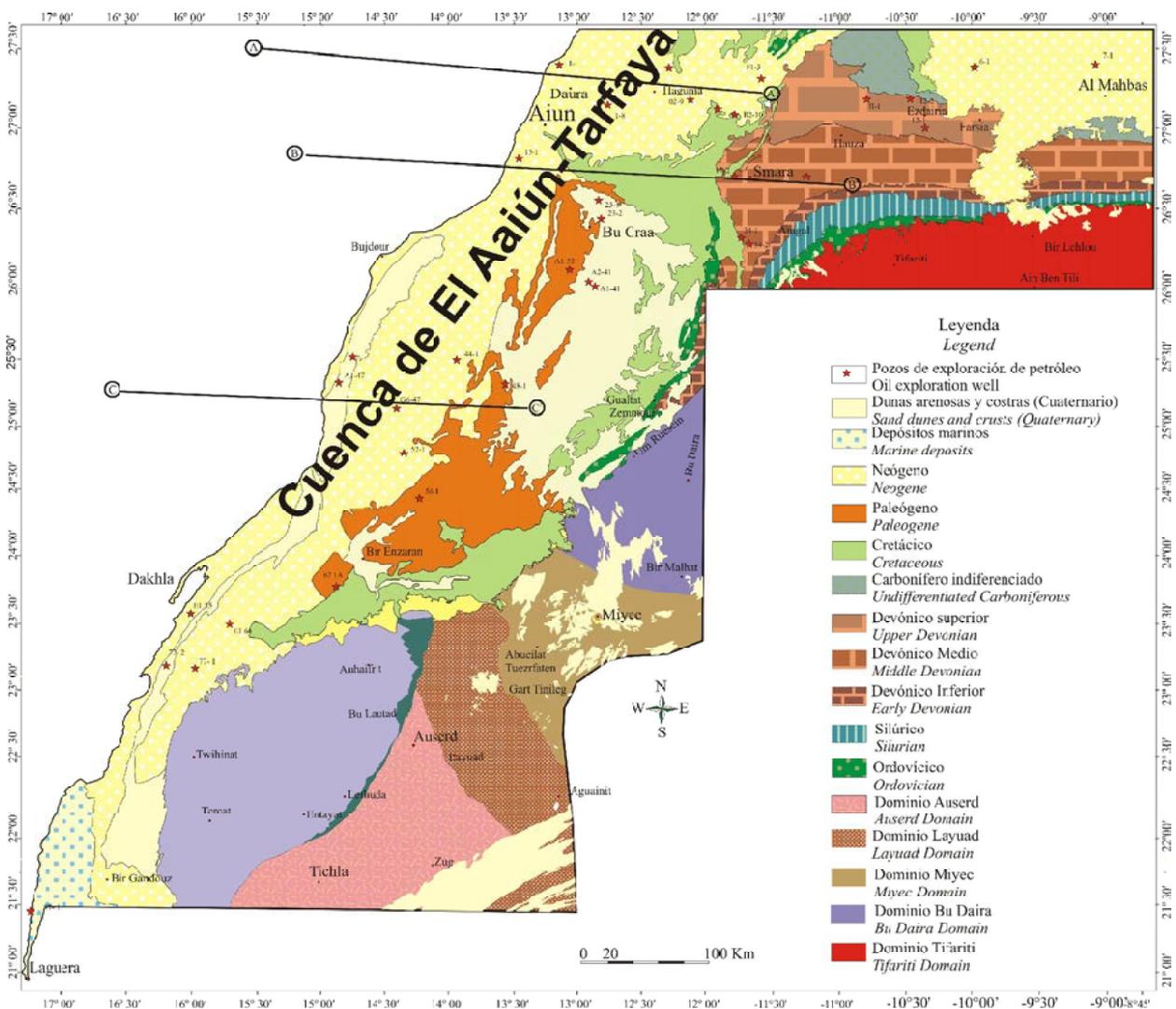


Figura 9.2.1. Distribución de las series sedimentarias del Fanerozoico en el N de la Dorsal de Reguibat, con la cuenca de El Aaiún-Tarfaya (adaptado de Ratschiller, 1970). Se indica la ubicación de algunos perfiles de la figura 9.2.3.

Figure 9.2.1. Distribution of the Phanerozoic sedimentary series in the N of the Reguibat Ridge, with the El Aaiún-Tarfaya basin (adapted from Ratschiller, 1970). The situation of some profiles of the figure 9.2.3 is also indicated.

colonial española, como en los sondeos realizados recientemente por diferentes compañías petrolíferas. Estos sedimentos generalmente están por debajo del Jurásico marino fosilífero y se disponen discordantemente sobre el basamento del Precámbrico (Dillon y Sougy, 1974) o del Paleozoico.

Así pues, a partir de estos sondeos se ha podido constatar la existencia de sedimentos que se han dividido en dos formaciones, la más moderna de las cuales contiene evaporitas, areniscas rojizas, anhidritas y yesos, mientras la formación más antigua está formada por un

conglomerado poligénico de cantos gruesos que descansa sobre el basamento.

Los estudios de sismica revelan que estos materiales se formaron en un contexto extensional de rift en el margen continental atlántico, donde se desarrolló un semigraben durante el límite Triásico-Jurásico, generando paleorelieves que condicionaron la sedimentación, que sería continental a lo largo del Triásico superior y marina durante los comienzos del Jurásico (Heyman, 1990; fig. 9.2.2). El primer estadio riftogénico, del Triásico, es pues todavía continental, con sedimentos continentales detríticos rojos que evolucionan a

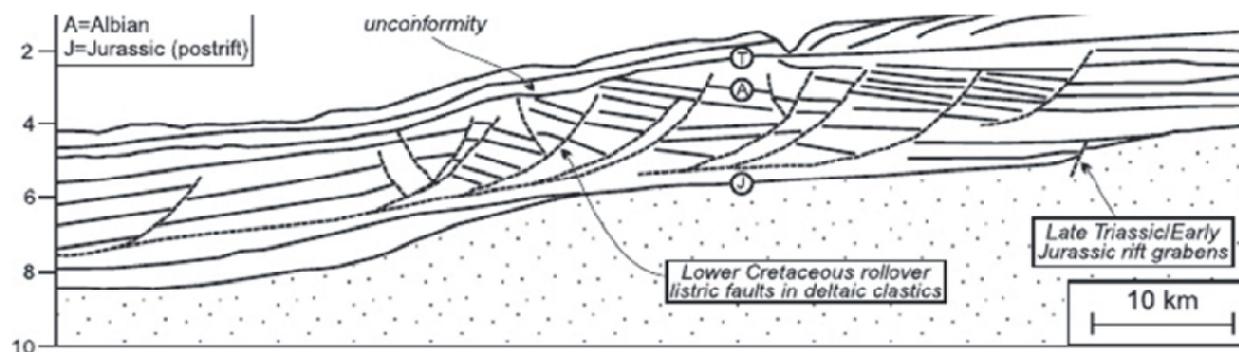


Figura 9.2.2. Esquema del margen atlántico en la Cuenca de El Aaiún (Sáhara Occidental) basado en datos sísmicos (Heyman, 1990).

Figure 9.2.2. Sketch of the Atlantic margin in the Aaiun Basin (Western Sahara) based on seismic data (Heyman, 1990).

facies evaporíticas (Ranke et al., 1982), pero la progresiva subsidencia conllevaría la sedimentación de facies marinas de transición o de plataforma somera ya en el Jurásico.

Por otra parte, durante este estadio se desarrollan sills de basaltos (Martinis y Visintin, 1966), que quizás podrían estar relacionados con la formación de algunos de los sistemas de diques de diabasas que se encuentran en el basamento metamórfico Precámbrico.

9.2.3. EL JURÁSICO

El Jurásico Inferior y Medio son de tendencia transgresiva y solamente se conocen con certeza en sus afloramientos en la parte norte del Sáhara Occidental, en la zona de Puerto Cansado; en el resto de sectores ha sido interpretado a partir de los datos de sísmica o por sondeos. Ranke et al. (1982) dan la siguiente secuencia sintética, de más antiguo a más moderno:

a) tramos basales que se caracterizan por presentar areniscas limosas, calizas, calizas dolomitizadas y dolomías, con una potencia de unos 640 m.

b) Formación Puerto Cansado: conglomerado basal (transgresión Calloviense-Oxfordiense) seguido de calizas margosas neríticas y calcarenitas del Jurásico superior, intercaladas con margas, lutitas y areniscas, del Oxfordiense, Kimmeridgiense y Tithoniense (unos 1500 m en total).

No obstante, hacia la parte del borde oriental de la cuenca se gradaba a una sedimentación evaporítica, por lo que la serie del Jurásico se dispone encima de las evaporitas del Triásico, haciéndose difícilmente distinguibles entre ellos.

Las secuencias del Jurásico son de escasa potencia e incluyen carbonatos y lutitas los cuales constituyen buenas rocas madre (Morabet et al., 1998; Nahim, 1996; Davison, 2005).

9.2.4. EL CRETÁCICO

Ranke et al. (1982) ofrecen una síntesis de los datos de la evolución de la cuenca en este estadio. Estos autores distinguen estas unidades:

a) Sedimentación de una potente secuencia de sedimentos clásticos deltaicos (entre 1-4 km de espesor), depositados en medios en parte marinos o continentales (Formación areniscas de Jreibichat o Tan-Tan), del Cretácico inferior, que fosilizan la plataforma carbonatada del Jurásico (fig. 9.2.2). Se atribuye la formación de estas series a la coalescencia de al menos dos grandes sistemas deltaicos. En estos sedimentos del Cretácico inferior se dan basculamientos sinsedimentarios producto de la actividad sinsedimentaria de fallas normales de tipo lístrico (fig. 9.2.2). La parte superior de la secuencia es caracterizada como una superficie de erosión regional. Esta secuencia se interpreta como un contexto regresivo, que

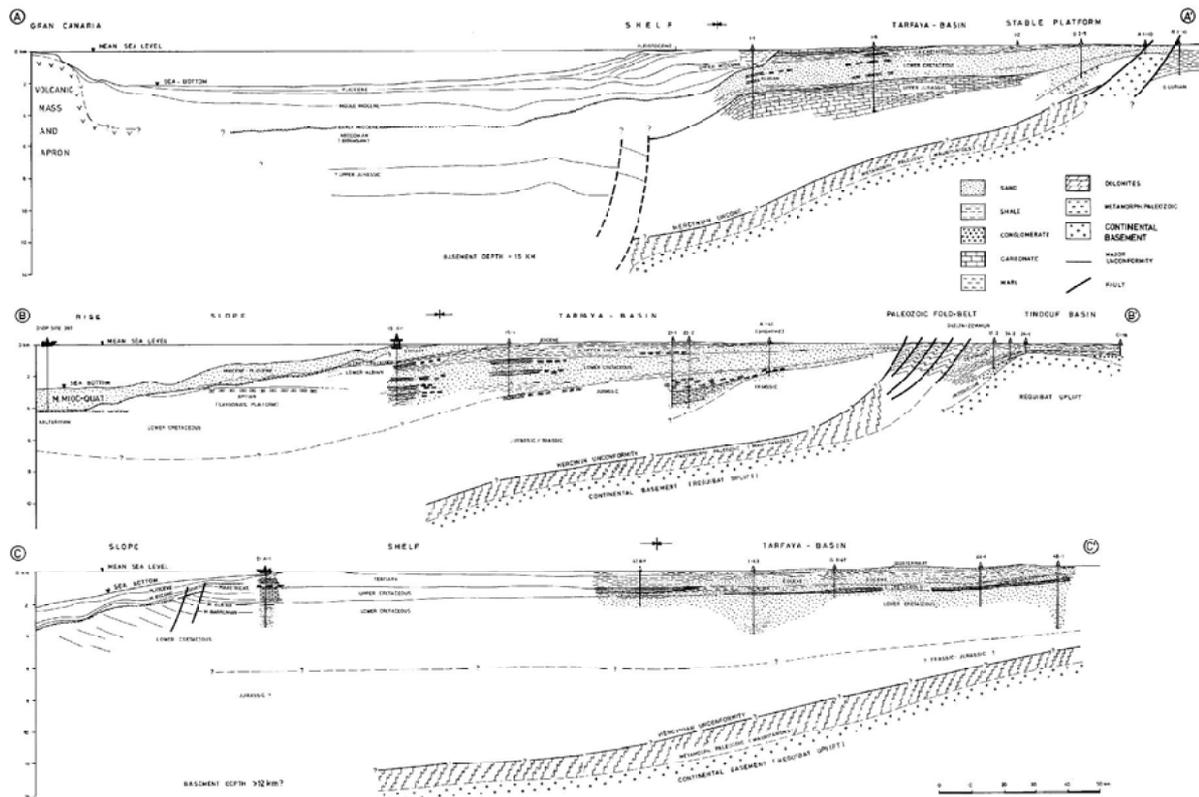


Figura 9.2.3. Perfiles E-W del margen continental de la cuenca Aaiún-Tarfaya y del margen continental del Sáhara Occidental (véase localización de los perfiles en fig. 9.2.1). Según Ranke et al. (1982).

Figure 9.2.3. E-W cross-sections of the Aaiún-Tarfaya basin and the West Saharan continental margin (for location see fig. 9.2.1), after Ranke et al. (1982).

culminaría con una secuencia de fangos, areniscas y lumaquelas de la Formación calizas de Aguidir, de edad Aptiense-Albiense (Einsele y von Rad, 1979), y que marcan ambientes de lagoon, tidales, y marinos someros. Hacia la parte superior y el borde de cuenca estos sedimentos gradan a depósitos de llanuras aluviales, con arcillas, areniscas y algunas dolomías y frecuentes intercalaciones de delgadas capas de lignito (fig. 9.2.3).

b) Durante el Cretácico superior (fig. 9.2.3) se produce una transgresión generalizada, con una migración de facies indicando profundización hacia tierra adentro. Aunque en este episodio se produjo un evento anóxico con margas negras en el Cenomaniense y Turoniense (Wiedman et al., 1978), en general, en este episodio predominan sedimentos poco terrígenos, de influencia más planctónica, como margas hemipelágicas y carbonatos. Hacia el Santoniense y Campaniense se depositan paquetes de lumaquelas de ostreidos y paquetes margosos,

que podrían ser el resultado de una somerización (Wiedman et al., 1978).

c) Sigue una serie de transición entre el Mesozoico y Cenozoico, la formación Lebtaina (300-600 m), que abarcaría desde el Cretácico superior al Eoceno (Ratschiller 1970); no obstante, en otros puntos esta formación se dispone discordante sobre el Cretácico inferior (Ratschiller, 1970). Esta unidad consta de margas intercaladas con chert o calizas fosfatadas y fosforitas; esta unidad hacia el E grada a las facies continentales de Tebaila y Briber (fig. 9.2.3).

9.2.5. EL PALEOGENO

Ranke et al. (1982) ofrecen asimismo una visión sintética de estos materiales. Así, la formación Samlat se dispone en discordancia sobre las series del Cretácico y abarca la mayor parte del Paleógeno. Uno de sus

miembros, el miembro Itgui, de 60-300 m de potencia, consta de calizas con chert. El miembro Gueran es del Eoceno es asimismo de calizas con chert y alcanza hasta 800 m de potencia. En el Eoceno medio se da una regresión que implica la sedimentación de series clásticas. El miembro Morcba, de 300 m de potencia, es del Oligoceno al Mioceno y comprende areniscas y conglomerados continentales, si bien está restringido al S de la cuenca. En el resto de sectores no hay registro sedimentario del Oligoceno y existe una discordancia, que puede llegar a abrazar a los materiales del Cretácico. Estos episodios de hiatos pueden alcanzar incluso al Mioceno inferior.

En el borde E de la cuenca del Paleoceno se encuentran los depósitos de fosfatos de Bu Craa. Se trata de niveles de fosforita masivos de entre 1 y 6 m de espesor, con una continuidad lateral de varias decenas de kilómetros (Canto Romera, 1978).

9.2.6. EL NEOGENO

Las series del Neógeno fueron inicialmente descritas por Ratschiller (1970), quien destaca su poca potencia (menos de 100 m). La Formación Aaiun, del Mioceno Superior, tiene una potencia de menos de 50 m y consiste en calizas arenosas, calcarenitas, areniscas, horizontes lateríticos y packstones de ostreidos (Ortlieb, 1975). En cambio, hacia el N la formación Tah consta de unos 30 m de arcillas arenosas.

Una secuencia mucho más potente, de edad Mioceno-Plioceno, consta de arcillas con intercalaciones arenosas y su medio deposicional ha sido interpretado como deltaico o de estuario (Ranke et al., 1982).

Finalmente, la formación Izic, de edad abarcando el Mioceno Superior al Plioceno, consta de calizas arenosas y calcarenitas, con una potencia cercana a los 80 m; esta unidad grada hacia el borde continental de la cuenca a facies continentales (las facies Erbeig), mientras que hacia el N grada a las areniscas de Tarfaya, de edad Plioceno a Cuaternario (Martini y Visintin, 1966).

9.2.7. EL CUATERNARIO

Los materiales del Cuaternario pueden ser de tipo marino o continental. Desde un punto de vista metalogénico los más interesantes son los continentales, puesto que, como se ha indicado, en la zona de los Mauritánides existen diversos afloramientos de calcretas y ferricretas con mineralización de uranio. Se trata de capas de poca potencia, por lo general, menos de 1 m, pero que como hemos indicado pueden llegar a alcanzar varios metros de espesor. Son sedimentos poco consolidados, pero lo suficiente para formar superficies estructurales de gran extensión. Constan generalmente de arenas más o menos cementadas por calcita, yeso, cuarzo, ópalo o limonita.

Como se ha visto, en la mayor parte de los sectores los relieves son poco importantes, por lo que los depósitos coluviales son de importancia reducida, así como los aluviales. En cambio, los depósitos de sabkha pueden tener una notable extensión.

9.2.8. RECURSOS MINERALES DE LAS SERIES DEL MESOZOICO Y TERCIARIO

Los yacimientos de estas series son actualmente los únicos en estar en explotación en el Sáhara, e históricamente los más importantes desde el primer momento.

Depósitos de uranio en calcretas

Los depósitos de uranio en calcretas y ferricretas fueron de los primeros en ser descubiertos en el Sáhara, donde de hecho ya se realizaba exploración para la localización de uranio como un objetivo estratégico. Como se ha visto, estas concentraciones pueden llegar a ser muy importantes en la zona de los Mauritánides, pero no hemos realizado exploraciones sistemáticas en el Sáhara para este tipo de depósito. Es posible que los recursos de elementos radioactivos puedan emplearse a las REE.

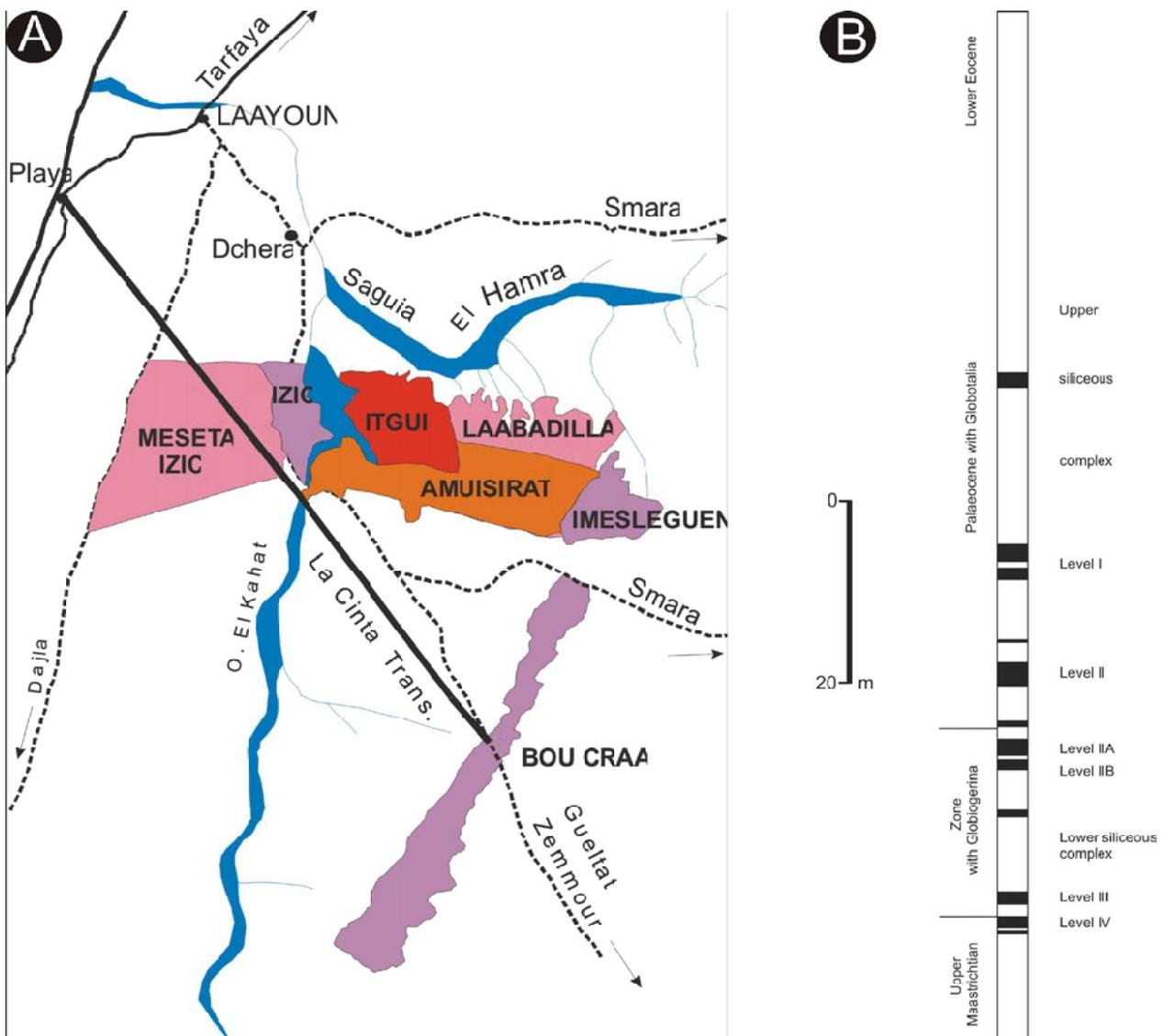


Figura 9.2.4. Los yacimientos de fosfatos del Sáhara Occidental. A, Distribución de las zonas fosfatadas. B, Columna estratigráfica de la distribución de los fosfatos (negro) en los diversos tramos de la Cuenca de El Aaiún (adaptado de OCP, 2005).

Figure 9.2.4. The Western Sahara phosphate deposits. A, Distribution of the phosphatic zones. B, stratigraphic profile with the distribution of phosphates (black) the diverse units from the El Aaiún basin (adapted from OCP, 2005).

Yacimientos de fosfatos en fosforitas

Los yacimientos de fosfatos del Sahara Occidental fueron descubiertos en 1947 por Alia Medina. Sin embargo, no fue hasta 1962 cuando se llevó a cabo una evaluación sistemática de la zona fosfática (Anon., 1966, 1969; Notholt, 1965), dando como resultado el descubrimiento en 1963 del depósito Bu-Craa cerca de Oued Bu-Craa, justo en el lecho seco del río donde se corta el depósito.

Es conocido que la presencia de los grandes yacimientos de fosfatos sedimentarios,

descubiertos en época colonial española y en los que ya se había desarrollado una infraestructura para su explotación industrial a gran escala (Ríos García, 1975; Orche, 2006), fueron uno de los factores que motivaron a Marruecos a realizar la anexión del Sáhara. Así, ya desde octubre de 1960, el Gobierno de España autorizó la puesta en marcha de una planta piloto para la explotación del yacimiento de Bu Craa. Para la explotación de estos recursos desde el 4 de julio de 1960 ya se había creado oficialmente la Empresa Nacional Minera del Sáhara (ENMINSA),

realizándose campañas de exploración en la zona de Izic y, posteriormente, en las de Uad Uetat y Bir Enzaran (Orche, 2006).

Los recursos de fosfatos de Bu Craa se encuentran entre los mayores yacimientos de fosfatos del mundo y han sido estimados en 1600 Mt, con leyes del orden de 31% de P₂O₅ (Zhang et al., 2006). Actualmente los yacimientos se encuentran en explotación. Las capas son subhorizontales, los sedimentos son poco cohesivos y su explotación puede realizarse fácilmente a cielo abierto.

El depósito de fosfato de Bu Craa está situado en la zona Norte del Sahara Occidental, aproximadamente a unos 107 km al SE de El Aaiún y a unos 100 km de la costa atlántica.

Se distinguen varios sectores en la unidad fosfatada, en los que se producen importantes variaciones sedimentológicas; estos sectores se han denominado como meseta de Izic, Izic, Itgui (I y II), Laabadilla, Amuisirat, Imesleguen, Bou Craa (I y II) y Bou Craa Norte (OCP, 2005; fig. 9.2.4A).

De hecho, aunque en conjunto la provincia fosfogénica comprende las series del Cretácico Superior y del Paleógeno (OCP, 2005; fig. 9.2.4B), los depósitos más importantes, y muy en particular los de Bu-Craa, se depositaron en el Paleoceno, aunque también hay algunos niveles fosfatados en el Maastrichtiense (Muñoz Cabezón, 2005).

Depósitos del Cretácico Superior

Por encima de un paquete de calizas fosilífero del Senoniense se ubican varios paquetes mineralizados, que de base a techo comprenden las siguientes subzonas (Muñoz Cabezón, 2005):

a) Subzona A1

En Izic comienza con alternancias silíceo-arcillosas con fósiles de peces y moluscos, seguido por 2m de margas fosfatadas, con 23% P₂O₅ (que es el horizonte IV de Muñoz Cabezón, 2005; fig. 9.2.4B).

En Laabadilla el tramo silíceo basal contiene pasadas de margas dolomíticas con fósiles de peces; en su parte inferior tiene un tramo de 40 m de potencia con ostreidos, foraminíferos y ostrácodos.

Hacia el S de Laabadilla se pierde el contenido de fosfatos en la unidad, que se convierte en arenas continentales.

b) Subzona A2

Recubre a la subzona 1 en los dominios occidentales. Comienza con una capa basal de chert negro, rico en granos de apatito, un tramo intermedio de fosforita (hasta 1 m de espesor), y una unidad silíceo superior, que puede alcanzar 15 m de potencia en el depocentro de la cuenca. Esta subzona se adelgaza en dirección sur, convirtiéndose a la vez en arenosa.

Depósitos del Paleoceno

El Paleoceno contiene las secuencias más ricas. Muñoz Cabezón (2005) establece una serie de horizontes que, de base a techo, son los siguientes (figura 9.2.4B):

1) Tramo B: Son series potentes, que llegan a tener 35 m en el N, cerca de Laabadilla. No obstante, su ley en P₂O₅ es muy variable, pasando de margas fosfatadas a arcillas fosfatadas y finalmente fosforitas desde el centro de la cuenca hasta el borde E. Estos niveles fosfatados se ven siempre acompañados por niveles finos de chert. Hay varios niveles fosfatados. El horizonte mineralizado III, situado en la base de este tramo, consiste en una capa de 1 m de potencia de fosforita, que desaparece al S de Bu-Craa (Anónimo, 1966). Por encima se encuentran los horizontes mineralizados IIb, IIa y II. En la mayor parte de la cuenca estos niveles están individualizados, formando 3 niveles de color verdoso de fosforitas fétidas (fig. 9.2.4B), pero en el sector E llegan a formar un único tramo, que alcanza entre 3 a 7 m de espesor, formando precisamente el depósito de Bu Craa, cuya ley promedio es de 37% P₂O₅ (Ríos, 1974).

2) Tramo C : Se dispone encima de los anteriores, y en la parte W de la cuenca consta de arcillas y margas fosfatadas; hacia el E pasa lateralmente a arcillas silíceas blancas y finalmente a chert y arcillas yesíferas. Estos tramos de chert llegan a recubrir al conjunto de tramos fosfatados.

Las fosforitas propiamente dichas están constituidas en más del 90% por nódulos de tamaño inframilimétrico de fluorapatito, con menores cantidades de calcita y cuarzo, que se encuentran principalmente en agregados de grano muy fino, como cemento de los gránulos de fosfatos (Ibhi, 2014).

Las menas son usadas para la producción de superfosfatos, a partir del tratamiento con ácido sulfúrico. Cabe tener en cuenta que estas menas presentan una fuerte radiactividad, producida por pequeñas substituciones britholíticas con U y Th. Por ello, el tratamiento industrial de los minerales fosfatados produce grandes cantidades de «fosfoyesos», que son residuos sulfatados con radioactividad, que generan un importante problema ambiental en las proximidades de los centros de tratamiento (Bolívar et al., 1996; Pérez-López et al., 2007, 20011; Tayibi et al., 2009; Macías Suárez et al., 2015; de la Rosa et al., 2015).

Rocas ornamentales

Los materiales carbonatados de la zona costera pueden ser utilizados como materiales de construcción; algunos materiales fosilíferos pueden ser valorados para ser utilizados como roca ornamental.

Otros recursos

Arribas (com. pers.) menciona la presencia de horizontes de glauconita en materiales margosos del Plioceno marino de la zona de El Argub, en la costa (fig. 9.2.5). La presencia de series ricas en este mineral podría ser un recurso, pues el mineral se utiliza como mineral industrial y hay demanda del



Figura 9.2.5. Niveles de glauconita (verde) en materiales margosos y evaporíticos del Plioceno Marino de la zona de El Argub. Figure 9.2.5. Glauconite beds (green) interbedded with marls and evaporites from the Marine Pliocene near El Argub.

mismo, pero se precisan niveles masivos y potentes, sin penalizantes como óxidos de hierro y que no haya elementos radioactivos. Se desconoce si pueden darse estas circunstancias. En todo caso, estos niveles pueden utilizarse para geocronología.

Es importante valorar la presencia de materiales para la construcción, como arenas silíceas, arcillas, margas, y calizas en las series sedimentarias, así como de concentraciones de elementos raros en yesos y sales en algunas zonas de sabkha.

En estas series de márgenes continentales, controladas por fallas sinsedimentarias, pueden darse mineralizaciones filonianas o estratoligadas de barita o celestina.