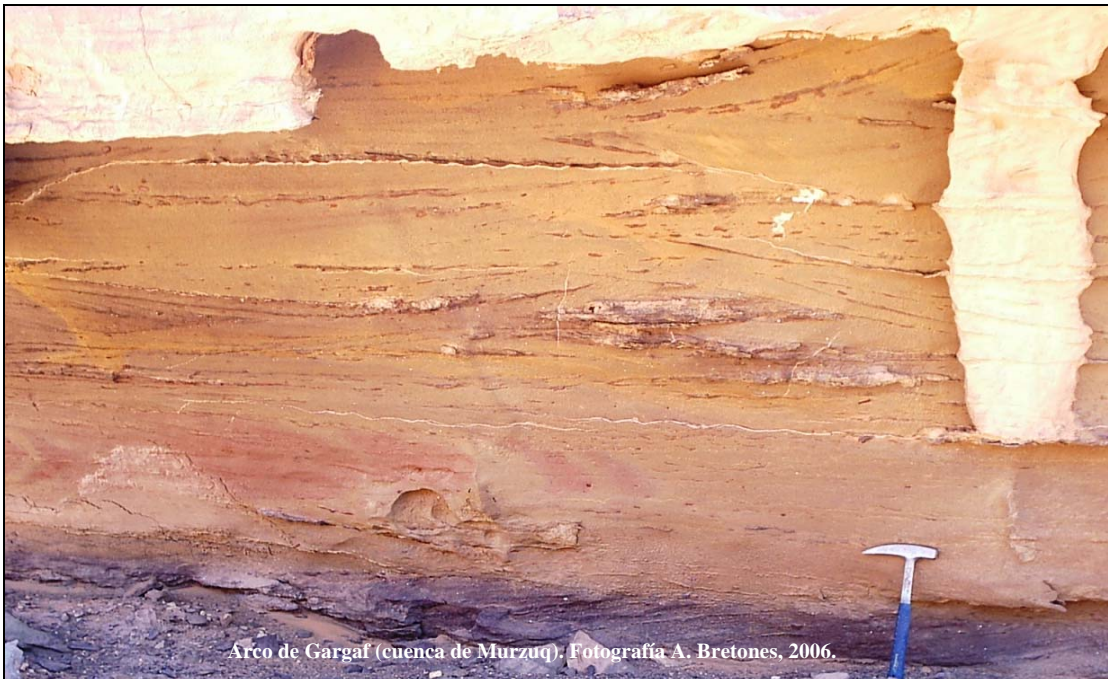




ESTRATIGRAFÍA DE LA SUCESIÓN PALEOZOICA EN LA ZONA NOROESTE DE LA CUENCA DE MURZUQ (LIBIA)

ANTONIO BRETONES VILLUENDAS



**ESTRATIGRAFÍA DE LA SUCESIÓN PALEOZOICA EN
LA ZONA NOROESTE DE LA CUENCA DE MURZUQ
(LIBIA)**

ANTONIO BRETONES VILLUENDAS

Diploma de Estudios Avanzados
Director del Trabajo de Investigación

Dr. Antonio Goy Goy

Programa de Doctorado Procesos y Recursos Geológicos.
Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid.
Septiembre, 2006.

A Trónez, mi superhéroe favorito.

Agradecimientos

Quiero mostrar gratitud a María José Comas que se implicó personalmente en mi inscripción en el programa de Doctorado. A Otto Kälin por atender y resolver mis dudas en el ámbito de la tectónica y por facilitarme artículos científicos sobre paleogeografía. A Antonio Goy por dirigir mi investigación. También, quiero nombrar a mis compañeras Cristina Osete y Blanca Maqueda, y a mi compañero Juan Álvarez por sus sugerencias para mejorar el texto final. Igualmente, a Lola y Antonio, mi madre y mi padre incansablemente a mi lado, por sus consejos como profesores de Universidad y su apoyo para poder realizar el trabajo de campo en Libia. A mi hermano, Andrés, por su paciente ayuda con las ilustraciones. Finalmente, agradezco a la Familia Arabi la organización del trabajo de campo y entrañable compañía, a los geólogos Mohamed Atayeib y Mohamed Haroudas por acercarme y estimularme a conocer mejor la geología líbica en la campaña que hicimos juntos. No me olvido de Ximena y Ariana, mi mujer y mi hija, a las que espero dedicar en un futuro próximo la tesis doctoral.

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1. ANTECEDENTES | 2 |
| 1.1. ANTECEDENTES EN LA INDUSTRIA PETROLERA | 2 |
| 2. OBJETIVOS | 5 |
| 3. METODOLOGÍA DE ESTUDIO | 6 |
| 4. PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS | 8 |
| 4.1. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MURZUQ | 8 |
| 4.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE MURZUQ | 14 |
| 4.2.1. CAMBRO-ORDOVÍCICO | 14 |
| 4.2.1.1. Formación Hasawnah | 14 |
| 4.2.1.2. Formación Ash Shabiyat | 16 |
| 4.2.1.3. Formación Hawaz | 20 |
| 4.2.1.4. Formación Melaz Shuqran | 24 |
| 4.2.1.5. Formación Mamuniyat | 28 |
| 4.2.2. SILÚRICO | 38 |
| 4.2.2.1. Formación Tanezzuft | 38 |
| 4.2.2.2. Formación Akakus | 41 |
| 4.2.3. DEVÓNICO | 47 |
| 4.2.3.1. Formación Tadrart | 47 |
| 4.2.3.2. Formación Wan Kasa | 49 |
| 4.2.3.3. Grupo Awaynat Wanin | 51 |
| 4.2.4. CARBONÍFERO | 59 |
| 4.2.4.1. Formación Marar | 60 |
| 4.2.4.2. Formación Assedjefar | 62 |
| 4.2.4.3. Formación Dimbabah | 63 |
| 4.2.4.4. Formación Tiguentourine | 65 |
| 4.2.5. PÉRMICO | 66 |
| 4.3. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE LA CUENCA DE MURZUQ | 67 |
| 4.4. EVOLUCION DE LA CUENCA DE MURZUQ | 70 |
| 4.5. EL SISTEMA PETROLIFERO TANEZZUFT-MAMUNIYAT | 77 |
| 5. DISCUSIÓN | 82 |
| 6. CONCLUSIONES | 85 |
| BIBLIOGRAFIA | 88 |

INTRODUCCIÓN

En esta investigación se estudia la Cuenca de Murzuq que se encuentra 600Km al Sur de Trípoli y 400Km al Sureste de Ghadames en el Norte de África (Figura 1). La Cuenca de Murzuq actualmente tiene geometría triangular, estrechándose desde Libia hacia Níger, y tuvo un desarrollo durante el Paleozoico como estructura de flexión intracratónica dentro de Gondwana Norte, que actuó como un margen pasivo prácticamente todo este intervalo de tiempo (Hallet, 2002). La morfología triangular resultante, probablemente sea la expresión última de movimientos epirogénicos de reajuste del estado de esfuerzos intraplaca, en la historia geológica de la Cuenca de Murzuq con deformaciones a escala regional y bloques de fallas a nivel de la corteza continental, que por mecanismos de *buckling* (Van der Pluijm y Marshak, 1997) en la litosfera habrían amplificado las cuencas y arcos premesozoicos.

Delimita al norte con el Arco de Gargaf y el Alto de Atshan, la Elevación de Tihemboka al oeste, y el Alto de Tibesti al este. La Cuenca de Murzuq cubre una extensión de 320.000 Km² (aproximadamente la mitad de la superficie de la península Ibérica) y contiene un relleno sedimentario máximo de 4000 m (Figura 6) y probablemente nunca excedió los 5000 m (Davidson *et al.*, 2000). Es una Cuenca de interés petrolífero desde que en los años 1980 y 1990 se descubrieron importantes yacimientos de hidrocarburos. El centro de la Cuenca se encuentra sumergido bajo un gran desierto de arenas conocido como Desierto de Murzuq y al norte de éste el Desierto de Ubari.

Los afloramientos rocosos en los márgenes de la cuenca permiten el estudio directo (Figura 3), mientras que la información de la parte central es custodiada por las compañías petrolíferas y el gobierno libio en forma de datos geofísicos y testigos de sondeos. No obstante, su interés geológico es importante y por ello se realiza este trabajo que busca obtener más y mejor conocimiento acerca de esta Cuenca de Murzuq.

1. ANTECEDENTES

Un grupo de geólogos italianos, encabezados por Desio, culminan sus trabajos en los años 1930 y publican el primer mapa geológico de Libia a escala 1:3.000.000 en el año 1936 (Radulovic, 1984; Seidl y Rölich, 1984). Destaca Desio porque además de prolongar su investigación durante casi 40 años (1932-1971) reconoce nuevos miembros litoestratigráficos, que actualmente suponen la base de la nomenclatura de las formaciones que se manejan en la estratigrafía de la región de Fezzan (suroeste de Libia).

Entre las investigaciones de los autores franceses sobresalen las de Lelubre (1952), Lefranc (1963) y Freulon (1964), que juntos publican en el año 1955 un mapa geológico a escala 1:500.000 de la zona de Sabha que abarca también la zona de Idri. La exploración petrolífera, que como más adelante se detalla empieza en 1955, da inicio a una nueva etapa de incesante estudio exploratorio en Libia. En este periplo destacan las investigaciones que dirigen Massa, Collomb, Sacal, Furon. Otras importantes publicaciones sobre la geología de Fezzan son realizadas por Burrollet, Lejal, Nicol, Jaeger, Beuf y Menning. Los geólogos petroleros norteamericanos hacen su mayor contribución en un sentido de recopilación y síntesis que permiten a Conant y Goudarzi publicar el mapa geológico de Libia a escala 1:2.000.000, una segunda edición de este mapa mejorada por Maghrabi y Cheshitev se presenta en el año 1977. Los geólogos alemanes que trabajaban para la compañía nacional libia de petróleo publican un buen número de informes entre 1958 y 1975, especialmente se involucra Klitzsch que describe varias secciones tipo entre ellas las de numerosas formaciones como Tanezzuft, Akakus, Tadrart, Wan Kasa. El *Stratigraphic lexicon of Libya* de Burrollet en 1960 basado en el trabajo previo de Desio de 1956 supone un trabajo de suma importancia, que posteriormente es actualizado en otra obra por Banerjee en el año 1980.

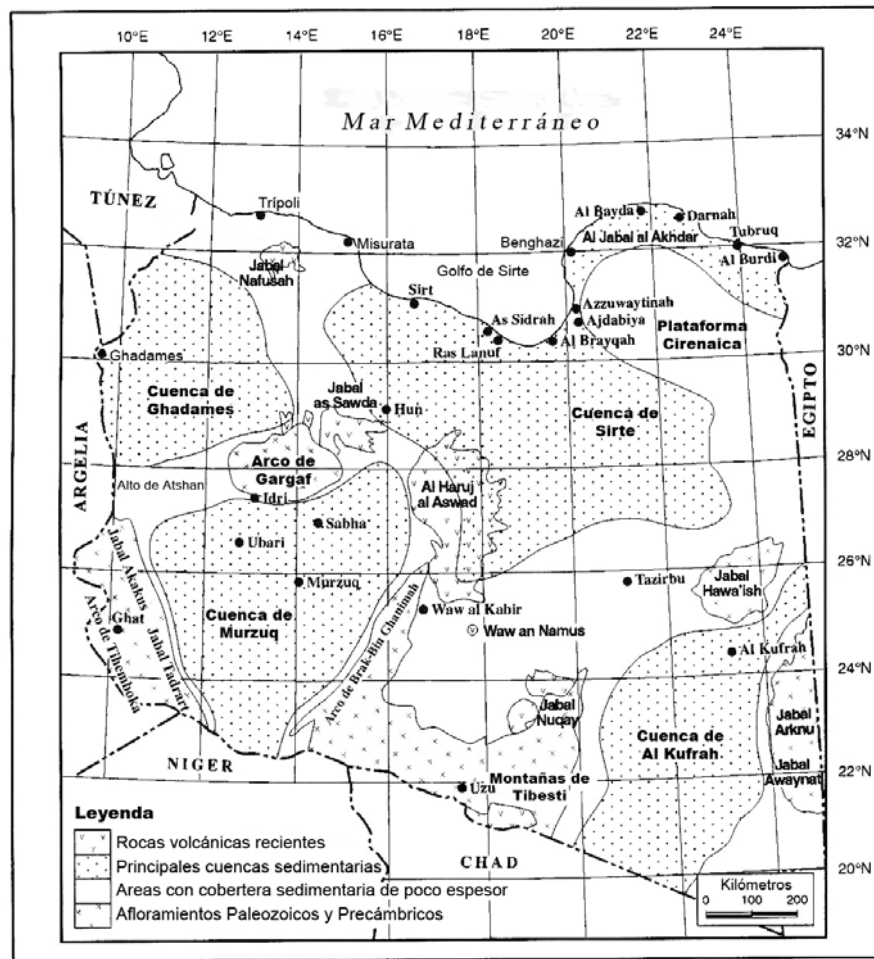
1.1. ANTECEDENTES EN LA INDUSTRIA PETROLERA

La actividad exploratoria en la Cuenca de Murzuq comenzó en los años 1950, el primer pozo que proporcionó hidrocarburos fue el B1-1 perforado en 1957 en el Arco de Atshan en el noroeste de la Cuenca de Murzuq, pero las evaluaciones sobre

el gas condensado descubierto resultaron decepcionantes. Los subsiguientes descubrimientos en los años 1960 en la Cuenca de Sirte desviaron mucho la atención sobre la más remota Cuenca de Murzuq, y no fueron retomadas con fuerza las nuevas exploraciones hasta los años 1980 en que las licencias otorgadas a Braspetro, Rompetrol y BOCO impulsaron la actividad en la Cuenca de Murzuq. Braspetro perforó ocho pozos en el bloque NC-58 sin éxito a nivel de acumulaciones comerciales. BOCO encontró bastantes acumulaciones de crudo pero de pequeños volúmenes hasta la fecha no extraídos en el bloque NC-101. Sin embargo, los descubrimientos de Rompetrol en el bloque NC-115 en tres campos conocidos como A, B y H supusieron un gran éxito por albergar cantidades apreciables de hidrocarburos. Posteriormente, los campos petrolíferos descubiertos por Rompetrol fueron traspasados a Repsol, que los explota desde el año 1997. Adyacente a este bloque un consorcio de compañías lideradas por Pedco (hoy, KNOC) obtuvo la licencia del bloque NC-174 entre el NC-101 y el NC-115. LASMO posteriormente se unió a Pedco como operador en las actividades de exploración en el bloque NC-174, y perforaron cuatro pozos entre los años 1993 y 1994, dos de esos pozos encontraron pequeñas cantidades de petróleo en la arenisca de la Formación Mamuniyat. Otro sondeo topó con una pequeña columna de petróleo en arenisca del Devónico. En 1996, Agip se unió al grupo del bloque NC-174 e impulsó un nuevo programa de exploraciones en 1997, que en el segundo pozo perforado en el campo Elefante encontró una significativa acumulación de petróleo.

Se estima el interés petrolífero en 5.200 millones de barriles de crudo para la Cuenca de Murzuq, de los cuales 1.600 millones de barriles serían recuperables, representando un 4% de las reservas en Libia (Hallet, 2002). La roca madre es la lutita de la Formación Tanezzuft del Silúrico, y la roca almacén principal son las areniscas del Ordovícico de la Formación Mamuniyat. Sin embargo, la Formación Mamuniyat se presenta de forma intermitente y en las zonas donde no aparece, la Formación Hawaz constituye un objetivo alternativo. Un obstáculo para la idoneidad de los almacenes es el crecimiento de cementos arcillosos y silíceos como resultado de la diagénesis profunda del Carbonífero y el Mesozoico, que impide un mejor desarrollo de la porosidad y permeabilidad de las areniscas. Por el contrario, las zonas de sistemas de fallas de desgarre como Tumarolin, Wadi Zalaylan y Bi'r Tazit (Figura 4) muestran un amplio número de fracturas que sí mejoran las cualidades de

roca almacén de las areniscas cuarcíticas. Las rocas almacén Ordovícicas presentan una densidad del petróleo extraído que oscila entre 36°- 45° API¹.



Modificado de Hallet (2002)

Figura 1. Mapa esquemático de la geología de Libia. Modificado de Hallet (2002).

¹ La fórmula que relaciona los grados API con el peso específico es: ((Grado API=141.5/P.E. a 60°F)-131.5); 10° API=1 (agua pura). Los valores son tanto más elevados, cuanto más ligero sea el crudo, 50.4 API= 0.77. A.P.I. significa *American Petroleum Institute* (Guillemot, 1981).

2. OBJETIVOS

Se investigará en este trabajo la estratigrafía de la parte norte de la Cuenca de Murzuq (Figuras 2 y 3), es decir las relaciones espacio-temporales del Paleozoico en las formaciones de la Cuenca de Murzuq. Por ello, es de especial interés para el estudio estratigráfico situar en el tiempo (paleontología), en el espacio (sedimentología, paleogeografía) e investigar la evolución (tectónica, cambios del nivel del mar) que inciden sobre esta sucesión y para lo cual las disciplinas antes mencionadas son un instrumento válido. Siendo las formaciones la división estratigráfica tradicional de la cuenca, se seguirá este esquema de trabajo y cada formación será analizada en cada una de las áreas de la Cuenca de Murzuq, fundamentalmente en la zona noroeste para conocer el orden y cronología de los eventos de la historia geológica en la Cuenca de Murzuq.

Una vez analizados los datos de naturaleza sedimentológico/estratigráfica y estructural, se pretende confrontarlos con el contexto paleogeográfico de Gondwana Norte y reconocer las compatibilidades/incompatibilidades de la información aportada y las posibles divergencias surgidas de la comparación desde distintos campos de la geología, con especial énfasis en la estratigrafía. Se hará un análisis pormenorizado de las discrepancias, y se expondrán las alternativas más viables. Un aspecto de interés mayor donde la investigación se detendrá con más profundidad será el Ordovícico Superior, para analizar las interpretaciones elaboradas para este periodo, por un lado, las consecuencias de la glaciación en la Cuenca de Murzuq y sus posibles evidencias, y por otro se evaluarán los argumentos aportados por los detractores que niegan la impronta de la glaciación sobre dicho periodo.

El nuevo impulso dado a la estratigrafía por la estratigrafía secuencial también será tenido en cuenta en esta investigación. Se aplicarán y se compararán los resultados generales para el Norte de África de Carr (2002) con otros estudios parciales de otros autores, y se revisarán las controversias surgidas en algunos intervalos de tiempo geológico conflictivos en la Cuenca de Murzuq, analizando los motivos que hayan podido inducir a estas divergencias.

También se aborda en este estudio la incidencia de las fases tectónicas y periodos orogénicos sobre la Cuenca de Murzuq en el Paleozoico, para lo cual se analizará la intensidad que se asigna a cada una de ellas (Figura 4) y su repercusión

en las discontinuidades y discordancias generadas por una parte, y por otra de forma más general en la evolución y geometría estructural de la Cuenca.

Por último, se estudiarán los principales almacenes de hidrocarburos y los sistemas dinámicos de formación de estos depósitos en relación con la roca madre y la génesis de estos yacimientos a través de las trampas estructurales y estratigráficas en las rocas almacén. Se abordará la posibilidad, sugerida por algunos autores, de encontrar almacenes de hidrocarburos en las areniscas del Devónico (Hallet, 2002) como alternativa a los yacimientos del Ordovícico en relación con algunos pozos de la concesión NC186 al Norte de Ubari donde el autor de la presente investigación trabajó durante un año en 2004.

3. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La estructura de la Cuenca, hoy en día, sólo puede ser determinada o bien por métodos de estudio subterráneos, ya que todo el área central se encuentra cubierta por un gran desierto de arena y dunas cuaternarias (desierto de Murzuq en la zona central y el desierto de Ubari más al Norte, Figura 3), o bien en los afloramientos de los contornos de la cuenca donde los márgenes están elevados tectónicamente. Precisamente uno de esos bordes de la cuenca, la relacionada con el Arco de Gargaf es objeto de estudio de este trabajo, por la evolución paralela de dichas estructuras durante gran parte del Paleozoico hasta su separación definitiva en el Paleozoico Superior.

La literatura geológica y especialmente estratigráfica, generada por el interés económico de la zona, permite el acceso a un importante volumen de información que será utilizado para exponer enfoques e interpretaciones. Dado lo extenso de la zona elegida necesariamente el trabajo se apoyará en investigaciones previas siendo un referente la obra de Hallet (2002) de recopilación de la geología de Libia. Si bien el objeto principal de este estudio es la parte noroeste de la Cuenca de Murzuq, se ha buscado contrastar con datos bibliográficos de la zona oriental donde afloran las formaciones Paleozoicas y con datos de sondeos del centro de la cuenca.

Los datos recogidos en la bibliografía se contrastan con los resultados recogidos en trabajo de campo en las regiones de Ghat y Arco de Gargaf durante 10

días de campaña en Marzo de 2006. Para una localización más precisa de los puntos estudiados se añaden las coordenadas geográficas referidas al datum WGS 84 de las zonas estudiadas que se pueden agrupar entorno a dos áreas, Ghat y Al Awaynat en el Arco de Tihemboka, y Almanzora (Idri) en el Arco de Gargaf (Figura 2).

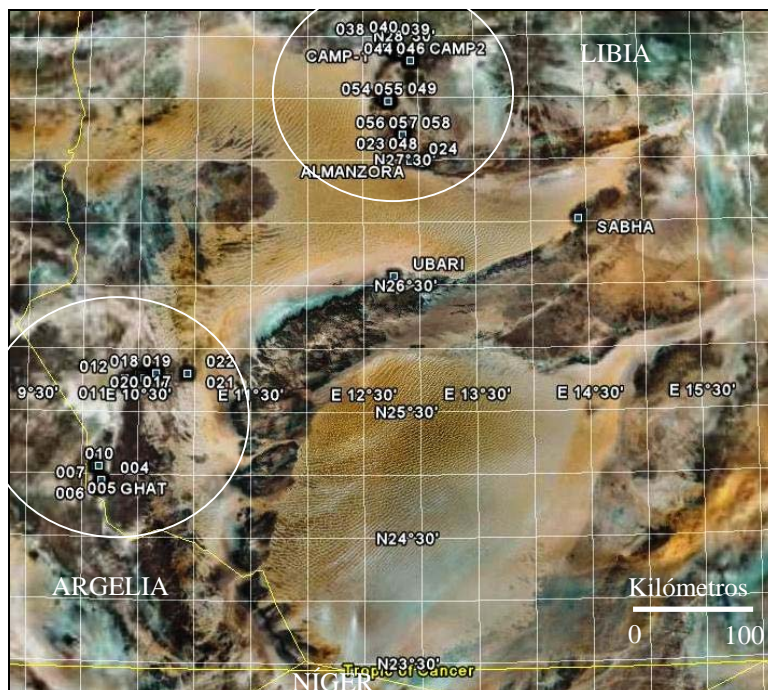


Figura 2 .Cuenca de Murzuq en imagen de Satélite, los círculos blancos representan las dos zonas estudiadas en torno a las localidades de Ghat y Almanzora, los números son los lugares visitados durante el trabajo de campo. Modificado de Google Earth (2006).

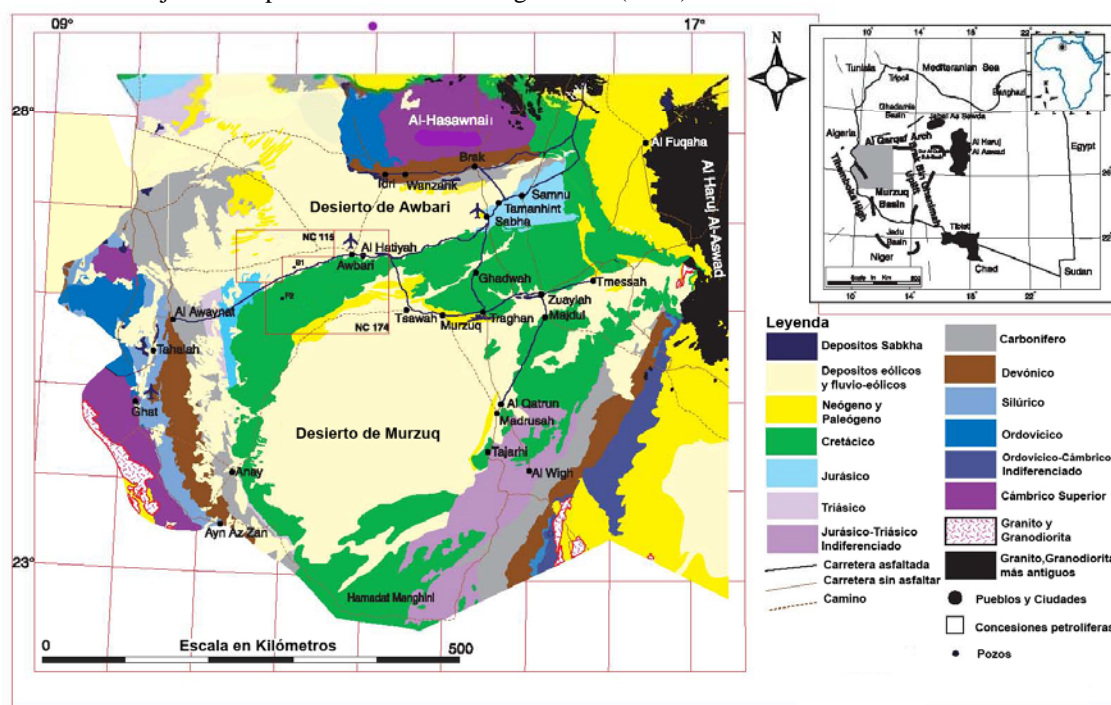


Figura 3. Mapa geológico de la Cuenca de Murzuq. Arriba a la derecha localización de la Cuenca en Libia y África. Modificado de El-ghali (2005).

4. PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS

4.1. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MURZUQ

La Cuenca de Murzuq, como la Cuenca de Al Kufrah hacia el este (Figura 1), se desarrolló como cuenca intracratónica de Gondwana Norte que durante la mayor parte del Paleozoico funcionó como un margen pasivo (Hallet, 2002). Como ya se ha mencionado más arriba se extiende hacia el sur dentro de Níger donde es conocida con el nombre de Cuenca de Jadu (ó Djadu), y está delimitada por las siguientes estructuras; el Arco de Gargaf al norte, el Arco de Tihemboka al oeste, el Plateau de Jadu al sur y el Alto de Tibesti noroccidental ó de Brak-Bin Ghanimah al este. Abarca una superficie de unos 320.000 Km², y contiene más de 4.000 m de espesor de sedimentos mesozoicos y paleozoicos en el depocentro de la cuenca, de los cuales unos 2.000 m corresponden a rocas paleozoicas. Obviamente, estos espesores varían hacia los márgenes de la cuenca y en función de las discordancias que los atraviesan (Figura 4).

La estructura tectónica actual de la cuenca fundamentalmente se investiga por métodos de estudio del subsuelo, ya que la mayor parte de la cuenca se encuentra enterrada bajo un mar de dunas. La división estructural más reciente de la cuenca de oeste a este (Figuras 4 y 5) es la propuesta por Echikh y Sola (2000), que encuentran siete elementos tectónicos: Arco de Tihemboka, Surco de Al Awaynat, Alto de Tiririne, Surco de Awbari, Depresión de Idham, Elevación de Brak-Bin Ghanimah (ó de Tibesti) y Surco de Dur al Qussah.

a. Arco de Tihemboka

La Cuenca de Murzuq está delimitada al oeste por el Arco de Tihemboka, una estructura convexa formada durante el Paleozoico Inferior. Traza aproximadamente el límite entre Argelia y Libia de norte a sur, afectando a la sedimentación a lo largo del Paleozoico y siendo intermitentemente reactivada desde entonces. La elevación durante el Devónico del Arco de Tihemboka cambia el depocentro de la Cuenca de Murzuq desde el Surco de Al Awaynat hacia la depresión de Idham (Echikh y Sola, 2000), y posteriormente la reactivación de la orogenia Hercínica separa las Cuencas de Murzuq e Illizi al oeste. Al norte del Arco de Tihemboka quedan expuestos un

máximo de 1.200 m de rocas paleozoicas. Otra característica estructural del arco es que tiene inclinación hacia el norte.

b. Surco de Al Awaynat

Se trata de un estrecho Surco entre el Arco de Tihemboka y el alto de Tiririne, al oeste y al este respectivamente, y que hacia el sur pasa a la Depresión de Idham y al norte culmina en la falla direccional de Tumarolin.

c. Alto de Tiririne

El Alto de Tiririne está bordeado al oeste por la falla de Tumarolin con rumbo norte-sur, que de acuerdo con Echikh y Sola (2000) es una falla de comportamiento dextral en las rocas carboníferas cerca del Arco de Tihemboka de al menos 20 Km de desplazamiento. En la zona de Atshan, se han descrito pliegues en *echelon* flanqueando la falla. Al sur también están descritas por lo menos otras dos fallas transpresionales con movimiento de desgarre dextral, que pueden ser trazadas a lo largo de 150 Km. En secciones sísmicas, estas fallas exhiben estructuras compresionales en flor. Las Formaciones Hawaz y Melaz Shuqran están ausentes o con espesores muy reducidos en el Alto de Tiririne, probablemente debido a la erosión del Caradoc (Ordovícico Superior) en este área. Además, la zona fue reactivada posteriormente durante el Carbonífero Inferior con el inicio de la orogenia Hercínica momento en el que ambas formaciones fueron erosionadas.

d. Surco de Ubari

Situado entre los altos de Tiririne y de Brak-Bin Ghanimah, es importante industrialmente porque alberga varios campos petrolíferos (NC-186, NC-115 y NC-174). En la parte este del surco, se citan fallas inversas con orientación noroeste quizá representando reactivaciones de las estructuras pan-africanas. La secuencia ordovícica pierde espesor en el bloque cabalgante y en algunos casos incluso forma estructuras tipo *roll over*, exponiendo formaciones ordovícicas a la erosión. El surco sufre subsidencia durante el Devónico Medio y en el Paleozoico Superior se convierte en el principal eje de la Cuenca de Murzuq.

e. Depresión de Idhan

La depresión de Idhan es el depocentro principal de la cuenca desde el Devónico Medio cuando sufrió rápida subsidencia. Está separada al norte del surco de Ubari por la zona de falla transpresional de Bí'r Tazit. También existen estructuras hercínicas con anticlinales algunos de ellos con presencia de fallas, y anticlinales que afectan al Devónico y rocas más recientes, pero no al Ordovícico ni al Silúrico.

f. Elevación de Brak-Bin Ghanimah

Forma parte de la Elevación de Trípoli-Tibesti de Klitzsch, y al igual que el Arco de Tihemboka al oeste, se originó durante el Paleozoico Inferior y fue activo tectónicamente hasta el Devónico Medio. No aparecen o están muy reducidas las Formaciones Hawaz y Melaz Shuqran por lo cual debió actuar la erosión del Caradoc, sí aparece la Formación Mamuniyat que directamente antecede a la Formación Awaynat Wanin, por tanto también actuó la erosión del Devónico Medio porque no están presentes ni el Silúrico ni el Devónico Inferior. Este límite dadas las evidencias en el borde de Tanezzuft sería más bien debido a erosión que por ausencia de sedimentación, ya que no se han encontrado sedimentos de facies litorales.

g. Surco de Dur al Qussah

Está orientado con dirección noroeste-sureste, y fue activo durante el Paleozoico Inferior cuando se depositaron potentes secuencias del Cambro-Ordovícico, Silúrico y Devónico Inferior. Al igual que la Elevación de Brak-Bin Ghanimah pasó a ser inactivo después del evento del Devónico Medio y pasó a formar parte de la gran Cuenca de Murzuq durante el Devónico Superior y el Carbonífero. Echikh y Sola (2000) mencionan una serie de estructuras de dirección noreste-suroeste en este área, afectadas por fallas transpresionales en los afloramientos del Devónico. En el área de Mourizidie, el margen este del surco presenta deformación frágil por fallas, con los afloramientos del Devónico en el bloque inferior yuxtapuestos al basamento pre-cámbrico al este, y con un desplazamiento vertical de unos 1.000 m. Un fragmento exótico preservado en el área de Al Fuqaha que fue encontrado en un pozo de abastecimiento de agua podría pertenecer a un antiguo surco denominado Kalanshiyu de edad proterozoica a paleozoico inferior.

h. Arco de Gargaf

El Arco de Gargaf es una estructura de orientación WSW-ENE que delimita al sur con la Cuenca de Murzuq y al norte con la Cuenca de Ghadames. Tiene una extensión de 25.000 Km². Por las evidencias de paleocorrientes en el Paleozoico Inferior, parece que no era una estructura convexa durante ese periodo. Esta estructura que es una elevación y no un horst (Hallet, 2002), hace aflorar rocas paleozoicas y precámbricas a +800 m que contrastan con los -5180 m de profundidad a la que se encuentra el basamento en la Cuenca de Ghadames al norte. El arco, que es un amplio anticlinal, tiene inclinaciones en ambas terminaciones al suroeste y al noreste, donde se apoyan en *onlap* rocas ordovícicas y devónicas superiores sobre el basamento, respectivamente. El flanco norte está enterrado bajo cobertera cretácica, lo que indica la relevancia de los efectos de una fase de elevación y erosión de edad aproximadamente Cretácico Medio probablemente asociada a la fase tectónica Aústrica (Davidson *et al*, 2000), y es un rasgo estructural importante la disposición de fallas y fracturas de dirección WSW-ENE obtenidas en afloramiento y en estudio fotogeológico. Se encuentran diseminados cinco fragmentos de basamento precámbrico en Jabal Hasawnah, que contienen granitos anorogénicos y metasedimentos de bajo grado, datados como Pan-africano (551 Ma a 476 Ma), pero además se han encontrado relictos de edad Proterozoico Inferior. Estas rocas forman parte del cinturón orogénico pan-africano que tiene muy buenos afloramientos en las montañas occidentales de Tibesti en el confín con Chad.

La Formación Hasawnah del Cámbrico Superior se encuentra excepcionalmente bien expuesta en las colinas de Jabal Al Hasawnah sobre el Arco de Gargaf, sin embargo el Ordovícico debido al rápido cambio de facies, *onlap* local y canalizaciones masivas, ha sido difícil de reconocer. Dos formaciones, Melaz Shuqran y Mamuniyat del Ordovícico Superior se encontraban bajo condiciones periglaciales o glaciales. Aunque algunas investigaciones sugieren que durante la sedimentación de la Formación Mamuniyat los glaciares se encontraban en retroceso, sin embargo no parece que ocurriera así porque otras evidencias indican que los valles cortados profundamente en la Formación Mamuniyat sobre el flanco oeste del Arco de Gargaf fueron excavados precisamente por la acción glacial (Le Heron, 2004).

Por tanto, es muy probable que por las evidencias de paleocorrientes, el Alto de Gargaf no fuera una estructura convexa durante el Paleozoico inferior, ahora bien

debido a la inversión del Devónico Medio en el norte de la Cuenca de Murzuq la situación se complica un tanto. Parece que las estructuras noroeste–sureste heredadas de la orogenia Pan-africana determinan la sedimentación en el alto de Gargaf durante el Paleozoico Inferior y que este marco finaliza con la inversión del Devónico Medio. Posteriormente, se depositan sedimentos del Devónico Superior y Carbonífero en una cuenca somera que se habría extendido sobre el Arco de Gargaf quizás llegando hasta la Cuenca de Sirte (Figura 1) donde se han encontrado aisladamente rocas Carboníferas. Esta fase terminó con la orogenia Hercínica que creó el Arco de Gargaf y desde donde una buena parte de la sección del Paleozoico debido a subexposición aérea fue erosionada. Sin embargo, ha seguido siendo determinante en la sedimentación y prueba de ello son los complicados acunamientos en los flancos del arco a nivel subterráneo.

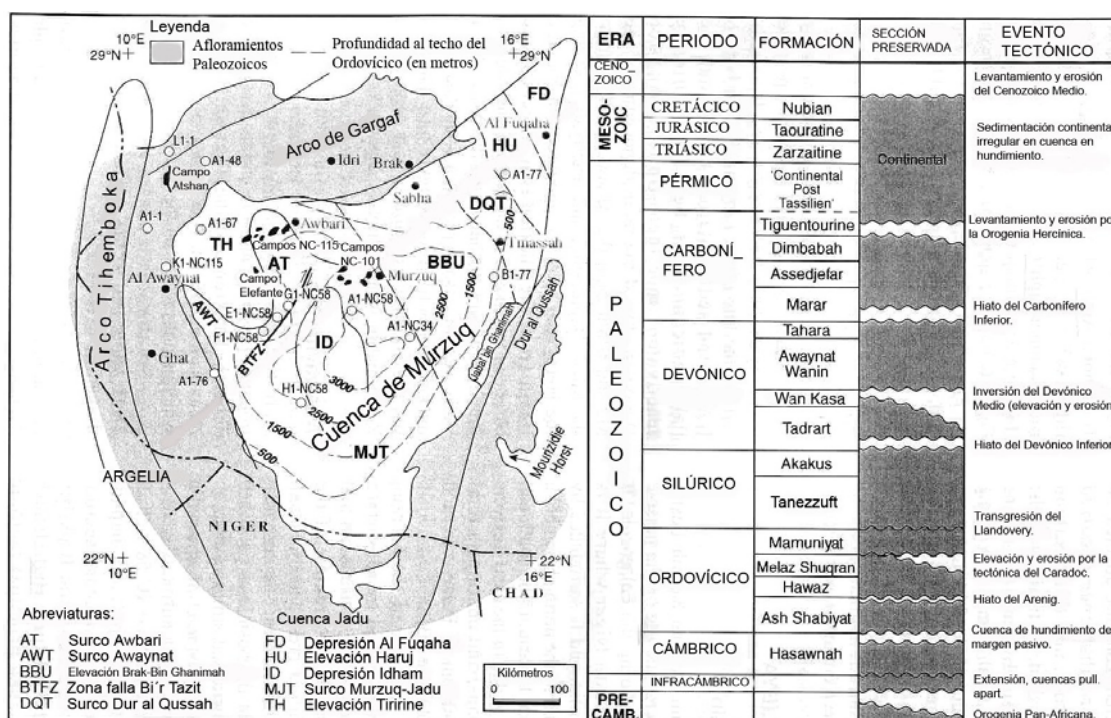
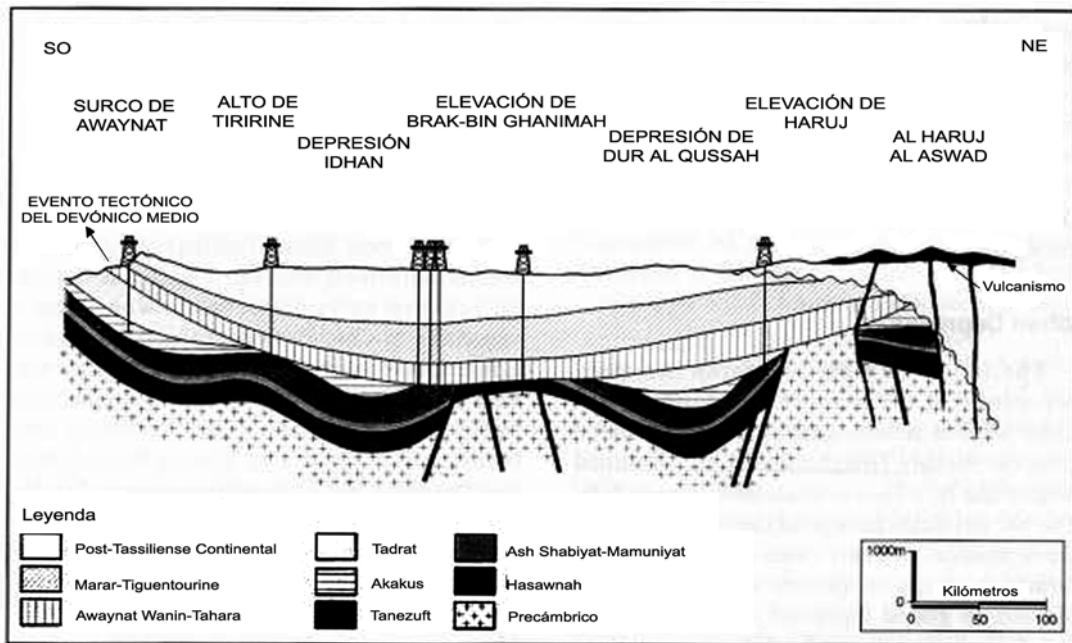
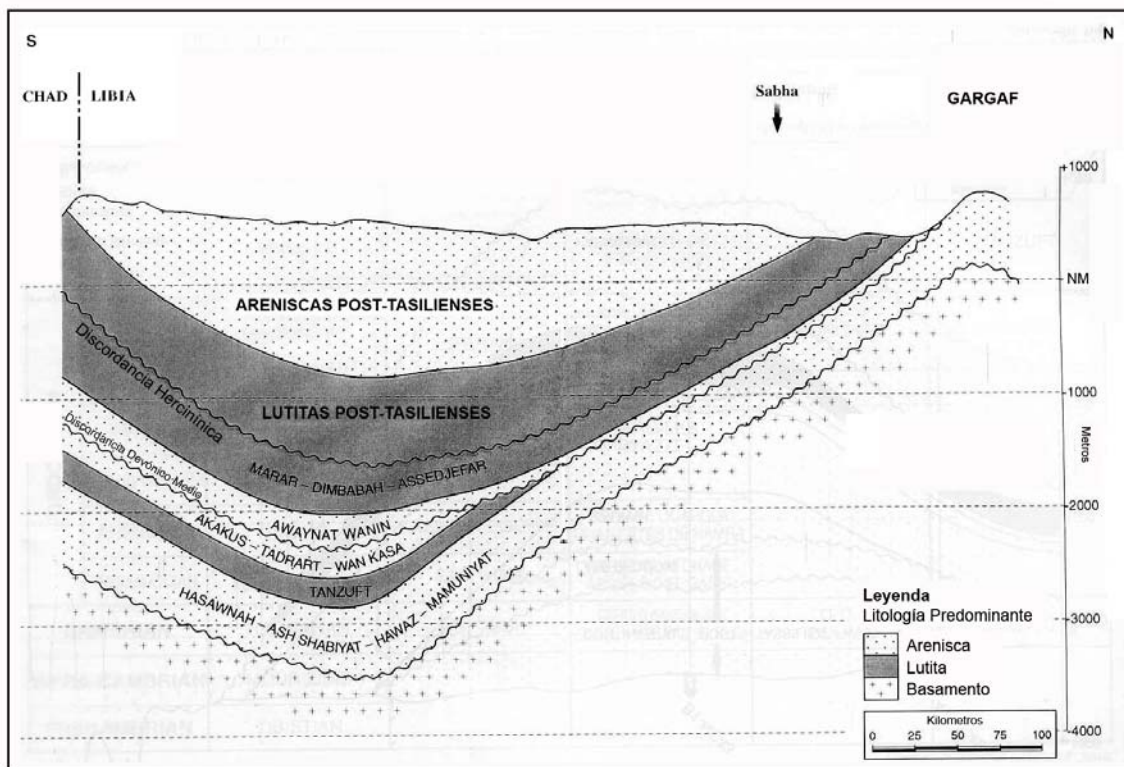


Figura 4. Estructura y esquema-resumen de la evolución de la Cuenca de Murzuq. Modificado de Hallet (2002).



Hallet (2002), Echick (2000), Sutcliffe et al.(2000), Pierobon (1991), Klitzsch (1971).

Figura 5. Corte geológico de la Cuenca de Murzuq con orientación suroeste-noreste.



Modificado de Hallet (2002), Pallas (1980)

Figura 6. Corte geológico N-S de la Cuenca de Murzuq desde el Arco de Gargaf hasta la frontera Libia-Chad. Los efectos de la tectónica del Devónico Medio y la erosión impiden que aflore el Silúrico y el Devónico Inferior en el flanco Sur del Arco de Gargaf. Modificado de Hallet (2002) y Pallas (1980).

4.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE MURZUQ

A continuación se analizan las cinco secuencias estratigráficas fundamentales del Paleozoico de la Cuenca de Murzuq; Cambro-Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico y las formaciones que se encuentran dentro de cada secuencia.

4.2.1. CAMBRO-ORDOVÍCICO

La transgresión de los mares cámbricos fue controlada por la topografía residual precámbrica, que tenía una disposición noroeste-sureste. El depósito sedimentario tuvo lugar en una plataforma ondulada de bajo ángulo en el margen pasivo de Gondwana Norte. Esta inundación penetró desde el noroeste hacia la Depresión de Ghadames y la Depresión de Murzuq-Jadu. Los depósitos cámbricos son discordantes con los estratos precámbricos. A esta secuencia se le conoce con el nombre de Grupo de Gargaf, compuesta por cinco formaciones; Hasawnah, Ash Shabiyat, Hawaz, Melaz Shuqran y Mamuniyat.

4.2.1.1. Formación Hasawnah

En un principio, Burrollet en 1960 propuso el nombre de Gargaf para el grupo de areniscas situadas entre el basamento precámbrico y las lutitas del Silúrico. La secuencia está caracterizada por areniscas cuarcíferas, masivamente con laminación cruzada, que contienen la traza fósil *Harlania*² (Hallet, 2002). El grupo fue posteriormente dividido en cuatro formaciones por Massa y Collomb. La inferior fue denominada Hasawnah, depositada discordantemente sobre el basamento precámbrico (Farusiano) consistente en riolitas hidrotermalmente alteradas y riolitas intercaladas con rocas metamórficas, principalmente esquistos y filitas. Aziz (2000) agrupa las rocas precámbricas expuestas en los márgenes de la cuenca en dos grupos, uno de alto grado metamórfico que comprende micaesquistos, gneises y anfibolitas, asociado a granitos y granodioritas, y un segundo grupo con bajo grado

² *Harlania* y *Arthropycus* se utilizan indistintamente.

metamórfico de cuarcitas, filitas, esquistos y arcosas, incluyendo localmente depósitos preservados no metamorfizados de la Formación Mourizidie (Burrolet en Aziz, 2000) de edad incierta.

La localidad tipo es Al Hasawnah (Figura 3) en el área de Gargaf, aunque no tiene una sección tipo. Se subdivide habitualmente en tres unidades; la inferior formada por un conglomerado basal con cantos de cuarzo. El conglomerado está superpuesto por bancos masivos de areniscas gruesas cuarcíferas y con estratificación cruzada característica (Radulovic, 1984). La unidad intermedia, expuesta en Ghat, es de tamaño de grano más fino y más limolítica que en el área de Gargaf y muestra marcas de ripples y estructuras de boudinage (Hallet, 2002), y la unidad superior está de nuevo compuesta por areniscas masivas con laminación cruzada de ripple y presencia de *Tigillites*³. Aziz (2000) reconoce tres litofacies en el sondeo A1-NC 115 y en toda la concesión identifica dos unidades, inferior y superior, con una tendencia granodecreciente.

Los datos sedimentológicos indican que existieron condiciones fluviales y deltaicas para la parte inferior, condiciones intermareales o submareales en la parte intermedia y barras de *offshore* en la sección superior (Cepek, 1980). En el pozo C1-NC 58 aparece una secuencia completa en la que el sondeo muestra una serie de ciclos con disminución granulométrica hacia techo interpretados como depósitos de llanura aluvial/depósitos tipo braided (De Castro en Pierobon, 1991). También cicatrices de canales hacia la base de cada ciclo, y estratificación cruzada sigmoidal y de *festoon* hacia la parte superior. Además son bastante frecuentes estructuras de deformación de sedimentos blandos atribuidas a procesos de escape de agua. Debido a la ausencia de fósiles, aparte de algunas huellas fósiles generalmente reconocidas como *Tigillites* (Klitzsch, 1966 en Aziz, 2000), la datación cámbrica de la Formación Hasawnah se determina en base a su posición estratigráfica intermedia entre el basamento pan-africano y sedimentos generalmente de edad Tremadoc (Ordovícico Inferior), y la equivalencia en profundidad con secuencias atribuidas al Cámbrico Superior por datos palinológicos.

Se situaría en un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar, bajo un ambiente general de subida de nivel del mar, en el que a los depósitos continentales se sobreponen sedimentos marinos someros. El final de la fase de cortejo sedimentario

³ *Tigillites* y *Skolithos* son sinónimos para algunos autores, para otros estas dos huellas fósiles no son exactamente lo mismo. La tendencia actual parece encaminada a utilizar más el término *Skolithos*.

de bajo nivel del mar termina con una superficie de transgresión mayor que es el límite entre el Cámbrico y el Ordovícico. Hay disponibles pocos datos de paleocorrientes pero parece que el aporte de sedimentos pudo venir desde el suroeste (Arco de Tihemboka) y en general el carácter marino aumenta hacia el noroeste de la cuenca (Carr, 2002).

En el trabajo de campo fueron visitados afloramientos en forma de islotes y muy discontinuos al sur de Ghat, y lo más destacable es el contacto gradual hacia techo con la Formación Ash Shabiyat determinada por la aparición de los primeros *Tigillites*.

4.2.1.2. Formación Ash Shabiyat

La Formación Ash Shabiyat representa un intervalo de máxima inundación y está compuesta esencialmente por arenisca limolítica marina que contiene huellas fósiles de *Tigillites* (Figura 8), *Cruziana* y *Harlania*. Originariamente, formaba parte de la Formación Hawaz, que es la formación superpuesta, pero actualmente se considera por separada. Incluso, algunos autores piensan que la Formación Ash Shabiyat es el equivalente lateral de la Formación Hawaz en el Alto de Tihemboka (Davidson *et al.*, 2000).

El contacto inferior con la Formación Hasawnah es continuo en el área de Gargaf (Hallet, 2002). Puede ser dividida en dos unidades, la unidad inferior está compuesta por areniscas dispuestas en finas capas a menudo ferruginosas y que forman una especie de bandeado (areniscas *flaggy*, Figura 7), que contienen *Tigillites* y *Harlania*. La ausencia de estratificación cruzada se toma como indicador de un ambiente de sedimentación más profundo; el espesor es de unos 25 m. La unidad superior está compuesta también por areniscas pero en capas de mayor grosor y aparición profusa de estratificación cruzada y una marcada analogía con la Formación Hasawnah; tiene un espesor que alcanza los 40 m.

La Formación Ash Shabiyat también está presente en la parte oeste de la Cuenca de Murzuq, donde la división en dos unidades es también evidente, y además aparecen areniscas ferruginosas *flaggy* y ricas en *Tigillites* (Figura 8). En la sección estudiada en la localidad de Al Barkat, al sur de Ghat (*ca.* 24° 53'N, 10°10'E) la Formación Ash Shabiyat tiene un espesor de 40 m de areniscas de grano medio con

abundantes *Tigillites*, en concreto *Tigillites dufrenoyi* (Radulovic, 1984) con una longitud media de 50 cm (Figura 8) que corresponden a la unidad inferior, y 8 m de la unidad superior con areniscas de grano grueso a veces microconglomerática y lentes conglomeráticas.

El contacto inferior con la Formación Hasawnah es de tipo gradual sin una interrupción en la sedimentación y marcado por un cambio de las areniscas de color gris a areniscas de color blanco y la aparición de los primeros *Tigillites*. Se le atribuye edad Tremadoc en base a correlaciones con rocas en el subsuelo que han sido datadas por métodos palinológicos (Hallet, 2002), y se considera que corresponde a una etapa marina transgresiva, en general más profunda que la Formación Hasawnah. Carr (2002) también considera que se trata de una etapa transgresiva, y sitúa a la Formación Ash Shabiyat en una dinámica de cortejo sedimentario transgresivo (TST 1). Sin embargo, en la interpretación de la columna estratigráfica de Gundobin y Parizek *et al.* (en Hallet, 2002) en la localidad tipo de Al Hasawnah sobre la parte oeste del Arco de Gargaf, no queda reflejado el carácter transgresivo porque la unidad superior pertenece a un medio más somero.

En los datos obtenidos en testigo para la Formación Ash Shabiyat al norte de Ubari, la unidad superior aparece con estructura masiva lo que sugiere un ambiente de poca energía y tan sólo con muy escasas laminaciones cruzadas de surco hacia la parte inferior de la unidad superior, que están en consonancia con la interpretación transgresiva. Por otra parte, la Formación Ash Shabiyat es mucho más potente en las cercanías de Ubari, unos 250 m de espesor, por los 65 m de la sección tipo del Arco de Gargaf. Esto podría indicar, o bien que la unidad superior de la formación no está presente en el Arco de Gargaf, y se estarían comparando intervalos no coetáneos, o una segunda posibilidad creo que pudiera ser que el Arco de Gargaf podría haber estado bajo la influencia del aporte sedimentario desde la Cuenca de Ghadames, que a diferencia de la tendencia general del Norte de África, habría tenido dirección noroeste-sureste (proximal-distal) y por ello las facies encontradas en el Arco de Gargaf presentarían estructuras sedimentarias de mayor energía que las del norte de la Cuenca de Murzuq, que se encuentra más al sureste. Una tercera posibilidad sería que la unidad superior de Gundobin y Parizek *et al.* (en Hallet, 2002) hubiera sido originada en un pulso regresivo de corta duración dentro de una tendencia general transgresiva.

Carr (2002) estima como se ha explicado más arriba, que la Formación Ash Shabiyat pertenece a un cortejo sedimentario transgresivo que se extendería desde el Tremadoc hasta el Llanvirn Inferior, coincidiendo con la superficie de máxima inundación.

En la sección estudiada en al área de Ghat (Figura 9), la unidad inferior con areniscas de grano medio-grueso y abundantes *Tigillites* (Figura 8) se interpreta como un medio de plataforma con poca profundidad entre 0-10 m en función de la ichnofacies (Tucker, 2003) y en condiciones paleoambientales estables con bajas tasas de sedimentación tales que permitieron el depósito persistente de *Tigillites*. La presencia de areniscas *flaggy* (Figura 7) hacia la base de la unidad inferior se asocia a episodios de exposición subaérea. La unidad superior se interpreta como un medio más cercano a la costa y de mayor energía como muestran las lentes conglomeráticas y el tamaño de grano grueso de las areniscas.



Figura 7. Areniscas *flaggy* de la Formación Ash Shabiyat al sur de Ghat, coordenadas 24° 53' 43.2''N 10° 9' 59.0''E. Fotografía A. Bretones, 2006.

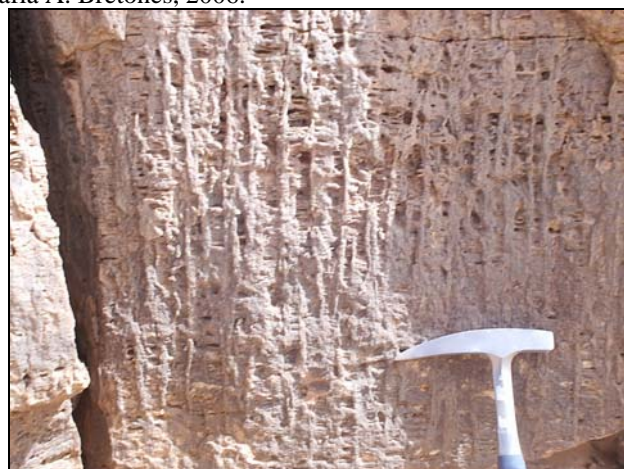


Figura 8. *Tigillites* de la Formación Ash Shabiyat al sur de Ghat, 24°53'52.1''N 10°10'23.4''E. Fotografía A. Bretones, 2006.



Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Ash Shabiyat en la localidad de Al Barkat al sur de Ghat, 24° 53' 38.6"N, 10° 10' 1.5"E. A. Bretones, 2006.

4.2.1.3. Formación Hawaz

La Formación Hawaz fue nombrada, por vez primera, por Massa y Collomb en 1960, está formada por areniscas de grano fino a medio con tendencia a grano grueso hacia techo, bien cementadas, duras, con limolitas, arcillitas y con intercalaciones de arenas de grano fino.

En el campo NC-115 (Figura 4) al oeste de Ubari, está representada por 85 m de areniscas de grano muy fino que muestran estratificación cruzada sigmoidal interpretadas como arenas submareales. En esta concesión, Aziz (2000) asigna a la Formación Hawaz una edad que oscila desde Ordovícico Inferior a Ordovícico Medio según las asociaciones encontradas de acritarcos. Sin embargo, no existe un acuerdo total en cuanto a la edad de la Formación Hawaz (Ramos *et al.*, 2006) y algunas investigaciones extienden tanto el límite inferior como el superior, al Arenig y a la base del Ordovícico Superior, respectivamente.

En la localidad tipo en el Arco de Gargaf, Vos (1981) describe e interpreta 120 m de limolitas y areniscas alternantes con estratificación cruzada en delgados estratos como una secuencia de somerización hacia techo de *delta front/delta top* y depósito tipo cortejo sedimentario de alto nivel del mar con abundante presencia de *Skolithos*.

Marzo *et al.* (2003) describen también en el Arco de Gargaf una sección de más de 140 m de la Formación Hawaz, formada principalmente por areniscas cuarcíticas de grano fino con intercalaciones de delgadas capas de areniscas limolíticas y limolitas. La disposición vertical de las facies clásticas transita desde un medio marino somero y abierto a un medio próximo a la costa influido por marea y tormenta. El medio abierto forma el tercio inferior de la secuencia y está formado por estratos tabulares de areniscas cuarcíticas masivas y fuertemente bioturbadas por *Skolithos*. Los depósitos de costa (*nearshore*) se caracterizan por facies de marea y facies de tormenta en asociación con facies de *shoreface* y de playa. También reconocen grandes barras mareales de hasta cinco metros de espesor, con un aumento en la biodiversidad de icnofósiles con presencia oscilatoria de *Skolithos*, *Siphonichus*, *Diplocraterion*, *Planolites* y *Cruziana* (Figura 10). Barsó *et al.* (2005) en la misma zona norte del límite de la Cuenca de Murzuq y el Arco de Gargaf, además de reconocer lo anterior identifican delgados horizontes de cenizas volcánicas y en los depósitos de costa (*nearshore*) reconocen facies de estuario. Estas cenizas

volcánicas se presentan en numerosas capas de unos 10 – 20 cm de espesor en la parte media sobre todo, y superior de la Formación Hawaz, y están formadas por bentonita-K resultado de la alteración diagenética de cenizas volcánicas depositadas en un medio marino somero y originadas por procesos de caída de cenizas tras múltiples erupciones volcánicas lejanas (Ramos *et al.*, 2006).

También en el Arco de Gargaf, Ramos *et al.*, (2006) definen informalmente tres unidades litoestratigráficas para la Formación Hawaz en una sección compuesta de 200 m. La unidad inferior la asocian a medios costeros-plataforma interna con bioturbación intensa principalmente de *Skolithos*, la unidad intermedia caracterizada por medios de *shoreface* retrabajados por tormentas y medios de playa, con la característica de presentar frecuentemente capas de cenizas volcánicas por lo que a esta unidad intermedia denominan, por este motivo, unidad volcanoclástica; por último, la unidad superior dominada por areniscas submareales y escaso grado de bioturbación. Además, estos mismos autores dividen la Formación Hawaz en cinco secuencias deposicionales con cortejos sedimentarios TST-HST⁴, donde no identifican los cortejos LST (consultar apartado 4.3.) que encajan en un modelo deposicional de facies de estuario dominadas por mareas.

El contacto con la Formación Ash Shabiyat inferior es de tipo conforme (Hallet, 2002; Ramos *et al.* 2006) y subyace mediante una superficie erosiva de origen glacial a las formaciones del Ordovícico Superior, llamadas Melaz Shuqran y Mamuniyat. Sin embargo, la Formación Hawaz está ausente en la parte occidental de la Cuenca de Murzuq y hacia el noreste en el Surco de Dur Al Qussah alcanza unos 50 m de espesor pero aparece indiferenciado de la Formación Ash Shabiyat. La ausencia de la Formación Hawaz al suroeste de la Cuenca de Murzuq podría deberse a los ajustes tectónicos producidos por la ruptura y deriva hacia el norte de los *terranes* de Avalonia y Cadomia que habría provocado una elevación tectónica o inducido una regresión marina en estas zonas (Unrug, 1999 en Hallet, 2002).

La columna estratigráfica estudiada (Figura 11) en el Arco de Gargaf corresponde, según Sutcliffe *et al.* (2000a), a la parte inferior-media de la Formación Hawaz. Esta columna se interpreta como un medio mareal en la parte inferior con abundantes estructuras onduladas, flaser y lenticular, con algún episodio de tormentas

⁴ *Lowstand Systems Tract* (LST), cortejo sedimentario de bajo nivel del mar.
Transgressive Systems Tract (TST), cortejo sedimentario transgresivo.
Highstand Systems Tract (HST), cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

representado por estratificación cruzada *hummocky*, en la columna desde los 10 m hacia arriba en la vertical el desarrollo de *Skolithos* conduce a pensar que un medio somero tipo *shoreface* medio a superior (Ramos, *et al.*, 2006) en condiciones paleoambientales estables propició el depósito de estas trazas fósiles, con características más profundas eventualmente que indican las estratificaciones cruzadas *hummocky*, la esporádica presencia de *Cruziana* (Figura 10) y sedimentos finos de ambiente *shoreface* inferior a *offshore*. Hacia los 30 m, la secuencia tiende a la somerización con estructuras sedimentarias desde laminación cruzada de surco a laminaciones cruzadas de bajo ángulo a paralelas y laminaciones onduladas típicas de playa y de influencia de ola. La parte superior, desde los 35 m, con estratificación cruzada tabular, se interpreta como un ambiente de delta que prograda desde prodelta con sedimentos finos hacia ambientes más proximales aunque no se descarta la propuesta de arenas submareales tipo *tidal sand waves* (ver siguiente párrafo).

Recientemente, Ramos *et al.*, (2006) reinterpretan estas areniscas de estratificación cruzada tabular o sigmoidal, relacionadas con un ambiente submareal con depósito de crestas alargadas de arena bajo regímenes de corriente submareales (*cf.* Dalrymple, 1992), y explican que no observan ninguna evidencia de exposición subaérea, ni tan siquiera supramareal, relacionada con facies de llanura deltaica o llanura aluvial de la interpretación de Vos (1981).



Figura 10. *Cruziana* del Ordovícico Medio de la Formación Hawaz, que se encontraron en la sección analizada a los 25 m de altura en la vertical de la columna estratigráfica de la figura 11. Fotografía A. Bretones, 2006.

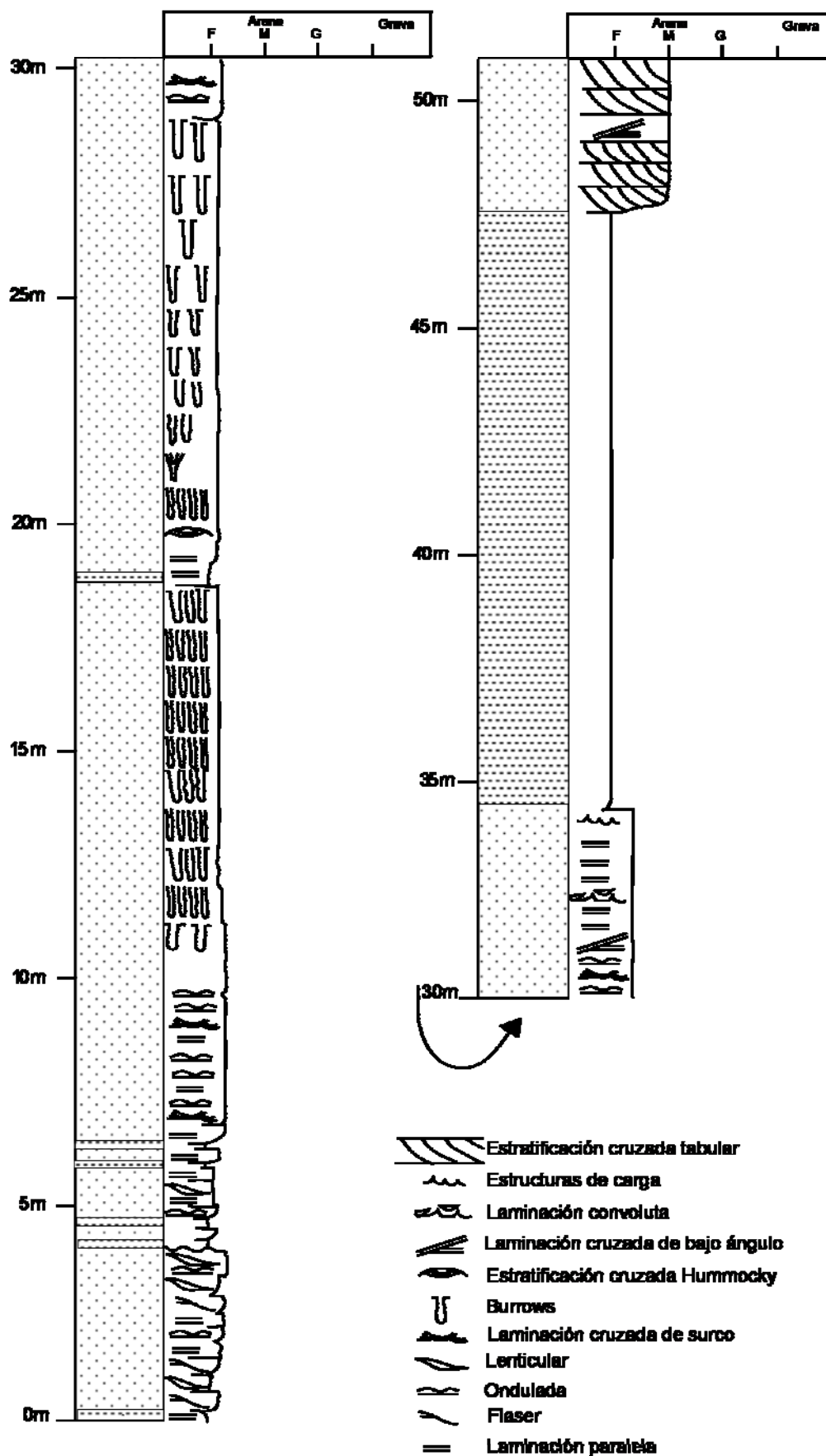


Figura 11. Columna estratigráfica de la Formación Hawaz Inferior-Medio en el Arco de Gargaf, 27° 59' 27.8"N 12° 44' 20.4" E. A. Bretones, 2006.

4.2.1.4. Formación Melaz Shuqran

Se dispone de forma discontinua sobre la Formación Hawaz en el Arco de Gargaf. Es mucho más arcillosa esta formación que la anterior. Comprende unos 60 m en la localidad tipo (*ca.* 28° 15'N y 12° 55'E) en la parte oeste del Arco de Gargaf de rocas arcillosas y limolíticas que son de varios colores, con clorita y sedimentadas en estratos de poco espesor e intercaladas con areniscas de grano fino. Aziz (2000) escribe que en los afloramientos al noroeste de Ghat, la Formación Melaz Shuqran tiene unos 15 m de espesor y está compuesta por lutitas compactas gris verdosas a rojizas con intercalaciones limolíticas, y en el flanco este de la cuenca al norte de Dur al Qussah señala que los afloramientos de la formación están caracterizados por lutitas con oolitos ferruginosos.

Representa un evento significativo de inundación. Collomb enumera la presencia de numerosas huellas fósiles y la presencia de trilobites, briozoos, braquiópodos y graptolitos que sugieren una edad Llanvirn. Sin embargo, Havlicek y Massa prefieren apuntar a una edad Caradoc basándose en la presencia de braquiópodos. Aziz (2000) también se decanta por el Caradoc en base a estudios palinológicos.

En cuanto al ambiente glaciar de depósito, Collomb (en Hallet, 2002) describe la existencia de cantos y bloques de granito, gneis y cuarcita, estriados y pulidos y atribuye estas características a la presencia de condiciones periglaciares y retirada de glaciares. Blanpied *et al.* (2000) describen una asociación de grandes bloques y cantos estriados en una matriz limosa y estratificación cruzada de gran escala que atribuye a un delta proglacial. En afloramiento en el margen occidental de la cuenca, McDougall y Martin (2000) distinguen entre niveles de facies de origen glaciar y facies de origen no glaciar de ambiente distal de plataforma y de depósito de frente glaciar. En este mismo área, cerca de la ciudad de Ghat, Davidson *et al.* (2000) reconocen en afloramiento pequeños cantos de caída (*dropstones*) englobados en la arcilla de la Formación Melaz Shuqran (como en el caso de la Figura 13). Los braquiópodos encontrados son de aguas frías también (Hallet, 2002). El Hawat y Bezan (en Hallet, 2002) indican que la Formación Melaz Shuqran representaría la etapa inicial dentro de la secuencia glaciar del Ordovícico Superior. Interpretan la Formación Melaz Shuqran como una unidad transgresiva que representaría el primer

evento importante de deglaciación. La formación se caracteriza por frecuentes deslizamientos subácueos, flujos en masa, licuefacción y corrientes de turbidez.

La Formación Melaz Shuqran en la Cuenca de Murzuq se caracteriza, además, por tener lutitas radiactivas con un alto contenido en Torio, que se presentan intercaladas con depósitos menores de limolitas y areniscas. En ciertos pozos del Surco de Awbari y del Arco de Tiririne la formación está ausente o presenta un espesor muy reducido y se indica el efecto que habría producido el supuesto evento tectónico del Caradoc en este área (Protic, en Hallet 2002).

En la Cuenca de Ghadames, al norte, una prolífica asociación de trilobites, graptolitos y acritarcos sugieren para la formación equivalente de esta cuenca una edad Llanvirn. Destacar, además, que el Caradoc de Libia es notable mundialmente por contener los primeros restos de plantas continentales.

Aunque hay numerosas investigaciones que defienden la glaciación ordovícica, algunos autores presentan una alternativa y sugieren que en realidad se trataría de depósitos fluviales *lowstand* retrabajados por la subsiguiente transgresión (Abugares y Ramaekers, 1993).

Carr (2002) agrupa a las Formaciones Hawaz y Melaz Shuqran en un mismo cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST), en el que según este autor la influencia mareal es mayor en la parte inferior y progresivamente hacia techo cambia, siendo la influencia de las tormentas más evidente, y la edad que asigna es Llanvirn-Caradoc Superior. Parece que una inicial progradación de corta vida habría durado poco tiempo por escasez de aporte sedimentario en el Llanvirn Superior con las facies proximales dirigiéndose hacia el sur y subsiguientemente se depositan en agradación. Por tanto, esta dinámica sedimentaria no se ajusta con mucha precisión al modelo teórico más ortodoxo de la estratigrafía secuencial para esta secuencia deposicional de la Cuenca de Murzuq ya que se esperaría una etapa inicial de agradación seguida de una progradación, es decir una típica secuencia de HST. Aunque, finalmente, se indica una superficie de máxima regresión o límite de secuencia al final del Caradoc donde finalizaría este cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Quizá por este ligero desajuste en el modelo de estratigrafía secuencial, El Hawat y Bezan (en Hallet, 2002) habrían asignado a esta formación un encuadre transgresivo dentro de la primera deglaciación y por ello creo que se habría creado esta discrepancia de interpretaciones. Una tercera interpretación, citada más arriba, que añade aún más confusión es la de Dardour *et al.* (2004) que clasifican a la Formación Melaz Shuqran

como cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST). El-ghali (2005) por su parte, reconoce una secuencia deposicional entera dentro de la Formación Melaz-Shuqran en la que reconoce un cortejo TST y otro HST. La dirección proximal-distal según las paleocorrientes habría sido SSE a NNW desde el Llanvirn al Caradoc Superior.

La Formación Melaz Shuqran está frecuentemente ausente en los pozos perforados en el centro de la Cuenca, pero no está claro si se debe a procesos de erosión o a ausencia de depósitos sedimentarios (Davidson *et al.*, 2000). En la zona de Ghat, la Formación Melaz Shuqran aparece de forma discontinua en afloramientos aislados según se pudo comprobar sobre el terreno. El contacto inferior con la Formación Ash Shabiyat está muy difuminado por la propia alteración de las rocas arcillosas de la Formación Melaz Shuqran. El contacto superior con la Formación Mamuniyat es gradual e identificado en base a un horizonte de arenisca de 50 cm a 1 m de espesor (Radulovic, 1984). En ocasiones el contacto superior se hace sobre la Formación Tanezzuft en cuyo caso se trata de una discordancia erosional como la identificada al norte de Ghat en la que se aprecian grandes bloques de hasta 70 cm de tamaño, cantos de cuarzo y mineralizaciones de limonita y hematites (Figura 12b), interpretado como una superficie subaérea de erosión glacial (Figura 12a) con posterior inundación marina que representa en términos de estratigrafía secuencial, a la vez un límite de secuencia y una superficie de transgresión englobadas en una misma superficie (*cf.* Holland, 2005).

Por último, reseñar que Le Heron *et al.* (2006) dudan sobre la conveniencia en mantener la clasificación estratigráfica tradicional del Ordovícico Superior de la Cuenca de Murzuq en dos formaciones, Melaz Shuqran y Mamuniyat, en su investigación encuentran cinco superficies erosivas o disconformidades que separan cuatro unidades numeradas del uno al cuatro por estos autores como forma más práctica para su trabajo. Le Heron *et al.* (2006) encuentran muy similares la unidad 1 equivalente a la Formación Melaz Shuqran y la unidad 3 dentro de la Formación Mamuniyat, y recomiendan revisar la jerarquía estratigráfica de estas formaciones sin precisar más.

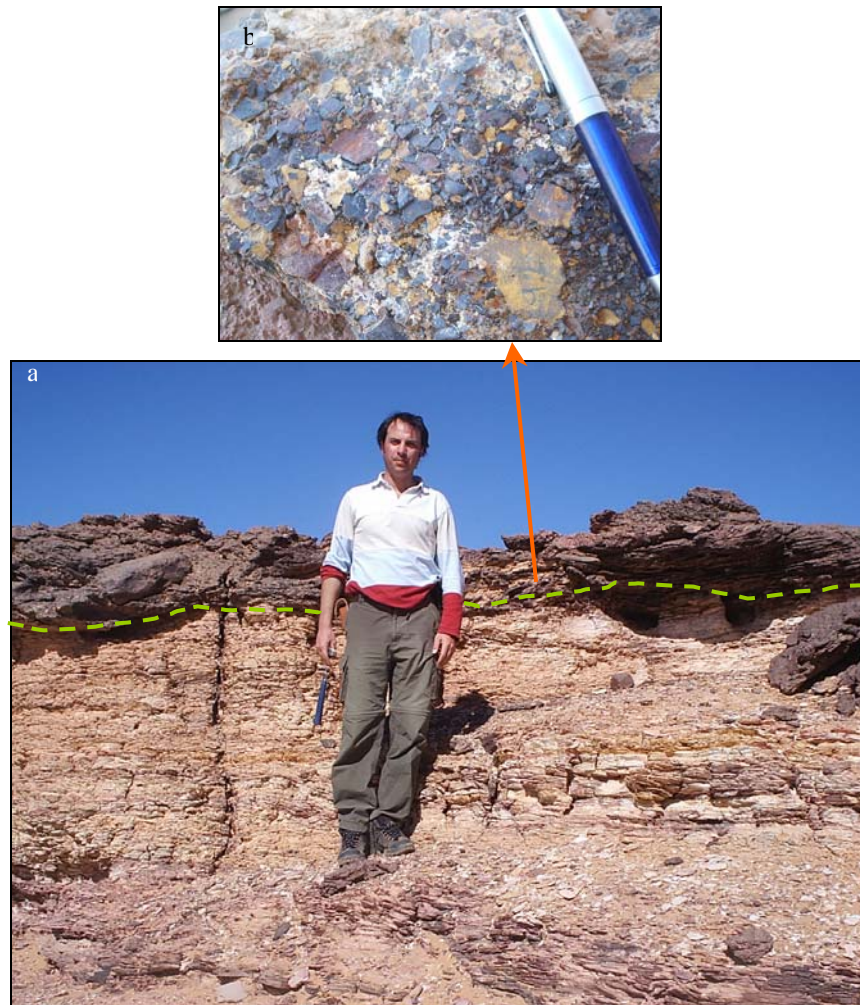


Figura 12. a) Discordancia erosional entre la Formación Melaz Shuqran (por debajo de la línea roja) y la Formación Tanezzuft (por encima) al norte de Ghat. b) Detalle de los procesos de oxidación sobre la superficie erosiva. $25^{\circ} 4' 48.4''$ N y $10^{\circ} 9' 17.7''$ E. Fotografías M. Atayeib y A. Bretones, 2006.



Figura 13. *Dropstone* en la roca arcillosa de la Formación Melaz Shuqran en el Arco de Gargaf. $28^{\circ} 0' 15.6''$ N y $12^{\circ} 40' 57.0''$ E. Fotografía A. Bretones, 2006.

4.2.1.5. Formación Mamuniyat

La Formación Mamuniyat en el norte de la Cuenca de Murzuq representa un importante almacén de hidrocarburos aunque no siempre está presente en la Cuenca, cuando no aparece la Formación Mamuniyat entonces se apunta a la Formación Hawaz como objetivo alternativo (Marzo *et al.*, 2003; Barsó *et al.*, 2005). La Formación Mamuniyat está compuesta por areniscas heterométricas, con estratificación cruzada y masivas que representan un sistema basal de cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST). Los afloramientos alrededor de los flancos de la Cuenca de Murzuq presentan espesores de la Formación Mamuniyat entre 100 m a 150 m, llegando a los 220 m en el área tipo en Jabal Al-Mamuniyat (*ca.* 27° 43'N, 12° 51'E) en el Arco de Gargaf, aunque Le Heron *et al.* (2004) advierten de la extrema dificultad para definir la Formación Mamuniyat por la amplísima variabilidad que presentan las facies tanto lateral como verticalmente y relativizan los intentos informales realizados para subdividir la formación. Aziz (2000) menciona espesores entre 40 m y 175 m en la concesión NC-115 aunque en ocasiones la formación desaparece completamente.

El contacto inferior es discontinuo y a menudo ferruginoso, en la parte este de la cuenca, Klistzsch en 1966 (en Hallet, 2002) encontró en la base una capa de arenisca muy ferruginosa que lateralmente pasaba a hematites pura que indicaría la presencia de un hiato mayor, en general en los sondeos es fácilmente reconocible el contacto inferior de la Formación Mamuniyat cuando se apoya sobre las lutitas de la Formación Melaz Shuqran. Sin embargo, otros autores consideran basándose en sus estudios sobre la parte noroeste de la Cuenca de Murzuq, que el contacto inferior es transicional sin interrupciones sedimentarias mayores (Beswetherick *et al.* en Davidson *et al.*, 2000).

La arenisca es de grano medio a grueso, a menudo conglomerática, con cemento caolinítico en un alto porcentaje y, además, es de carácter friable. Aziz describe petrográficamente la arenisca de la Formación Mamuniyat como en un 80% a 97% compuesta por cuarzo, un 2% a 4% de fragmentos líticos (cuarcitas y cherts), 2% a 3% de minerales micáceos (sericita, moscovita y clorita) y 1% a 5% de minerales opacos, incluyendo a la pirita. Hacia la parte superior de la columna descrita (Figura 14) se encuentran niveles ocasionales que producen efervescencia a la prueba con ácido clorhídrico, la explicación más probable es que estos resultados

se deban a cementos sideríticos formados por procesos de diagénesis (*cf.* El-ghali *et al.*, 2006). Ocasionalmente, contiene lechos de arenisca de grano fino y limolita.

El contenido paleontológico presenta raramente *Skolithos*, fragmentos de braquiópodos y bivalvos. La edad según las evidencias palinológicas es Caradoc, mientras que los braquiópodos apuntan al Ashgill, como por ejemplo el género *Plectothyrella* Temple citado por Havlicek y Massa (1973) en la zona de Idri en el Arco de Gargaf. Además, estos braquiópodos son indicativos de un ambiente periglacial y conjuntamente con otras evidencias paleogeográficas (Cocks y Torsvik, 2002) se muestra para este periodo que Gondwana Norte se encontraba en altas latitudes muy cercana al Polo Sur. Aziz (2000) también apunta al Ashgill según estudios palinológicos de asociaciones de acritarcos dominadas por acritarcos esferomorfos, poligonomorfos y acantomorfos. Boote *et al.* (en Hallet, 2002) piensan que la Formación Mamuniyat fue depositada hacia el final del episodio glacial del Ordovícico Superior, simultáneamente al retroceso del manto de hielo. Blanpied *et al.* (2000) proponen una idea similar para la Formación Mamuniyat en el Arco de Gargaf y sugieren que allí se habría depositado en un ambiente deltaico algo separado del frente glacial por un terreno de características periglaciares. El-ghali (2005) reconoce según el carácter sedimentológico una sucesión de facies que asocia a depósitos glaciares y encuentra dos pulsos glaciares relacionados con esta sucesión de facies, uno en la parte inferior de la Formación Melaz Shuqran y otro en la parte inferior de la Formación Mamuniyat, el segundo ciclo es de mayor intensidad o bien el primer ciclo tuvo un deshielo mucho más rápido.

Diversos autores han encontrado paleovalles (Figura 17) con incisiones glaciares de decenas hasta centenas de metros y varios kilómetros de ancho que atraviesan el Mamuniyat Inferior, Melaz Shuqran (Figura 12a) y la parte superior de Hawaz. Precisamente por ello, parece evidente que hay una superficie mayor de discontinuidad que marca el límite entre el Mamuniyat Inferior y el Mamuniyat Superior. El Mamuniyat Inferior se habría depositado bajo condiciones de sistema de cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) y se asociaría a la Formación Melaz Shuqran al compartir similares características como por ejemplo *debris flows* y en general deformación de sedimentos blandos. La unidad de Mamuniyat Superior se deposita después de un fuerte descenso del nivel del mar que erosiona estos paleovalles de dirección NW o NNW en un cortejo de bajo nivel del mar (LST), y que es expresión de la etapa principal de la glaciación. Esta dirección noroeste en los

paleovalles también la encuentran Hirst *et al.* (2002) en la parte sur de la Cuenca de Illizi, al oeste de la Cuenca de Murzuq. La posterior deglaciación se produce de forma rápida y aloja en los paleovalles sedimentos periglaciares tipo braided. Estos sedimentos se originan en el sur y pasan hacia el norte como lutitas microconglomeráticas.

El rápido deshielo de los glaciares provoca una transgresión marina a la base del Silúrico, que a su vez produce una nueva discontinuidad regional donde se depositan primero arenas transgresivas de zona de batida (*foreshore*) seguidas por las lutitas de la Formación Tanezzuft. La secuencia de relleno de los paleovalles forma un importante almacén de hidrocarburos en el norte de la Cuenca de Murzuq, siendo las lutitas de la Formación Tanezzuft la roca madre (Boote *et al.* en Hallet, 2002).

McDougall y Martin (2000) en las áreas de Ghat y oeste de Gargaf reconocen en afloramiento dos discontinuidades separando tres secuencias en la Formación Mamuniyat. La inferior con facies proximales de plataforma durante el avance glacial, una secuencia intermedia con facies de zona sublitoral (*shoreface*)/ llanura deltaica en zona de batida (*foreshore*) y una secuencia superior fluvial tipo braided. Le Heron *et al.* (2006) se muestran en desacuerdo con la interpretación de la unidad superior de McDougall y Martin (2000) y El-ghali (2005), porque Le Heron *et al.* piensan que esta unidad se forma bajo condiciones de mucha mayor energía y que exceden de largo las condiciones de una plataforma somera normal o condiciones fluviales de alta energía, y proponen un ambiente de retirada glacial con violentos procesos de vertidos glaciares con bloques, depósitos alargados y canales colmatados con cantos como en el caso de inundaciones tipo jokülhlaup (*cf.* Carrivick *et al.*, 2004).

De la misma manera, Le Heron *et al.* (2004) en la parte oeste del Arco de Gargaf distinguen tres unidades dentro de la Formación Mamuniyat separadas por dos discontinuidades. La unidad inferior está formada por areniscas con estratificación cruzada de surco en cuerpos con forma de abanico que están localmente deformados dentro de cinturones sin-sedimentarios de pliegues y cabalgamientos imbricados. En esta unidad los abanicos están lateralmente reemplazados por estratos de espesor métrico de areniscas de estratificación cruzada planar o *hummocky*. Esta unidad se interpreta como abanicos en contacto con el frente glacial de mantos de origen glaciotectónico. Se asocia a periodos de sedimentación glaciomarina más proximal al ambiente glacial y se corresponde con un episodio de transición de contacto glacial

hacia una arquitectura de plataforma glaciomarina (Sutcliffe *et al.*, 2000). La unidad media es litológicamente similar a la Formación Melaz Shuqran con facies arcillosas y tendencia granocreciente, y corresponde a sedimentación en un medio de plataforma glaciomarina, asociado a un reavance glaciar. El paleovalle del Arco de Gargaf hace incisión excavando dentro de estos depósitos de la unidad media de la Formación Mamuniyat. La unidad superior es heterogénea y corresponde al relleno del paleovalle del Arco de Gargaf y localmente al relleno de semi-graben con areniscas de medio marino somero; el semi-graben se desarrolla cerca de la parte superior de la unidad y se asocia a fenómenos de movimiento en masa a gran escala, deslizamientos sin-sedimentarios e inestabilidad gravitacional (Glover *et al.*, 2000). Estos rellenos de semi-graben se identifican con el movimiento de rebote isostático producido por el deshielo de los glaciares (Sutcliffe *et al.*, 2000). Le Heron *et al.* (2004) explican el origen de un paleovalle en el oeste del Arco de Gargaf mediante un mecanismo de carga de glaciar sobre un substrato deformable que produce el movimiento del sedimento subyacente dentro de conductos de agua derretida en el contacto glaciar-terreno; esta removilización de sedimentos por aguas derretidas subglaciares favorecen la creación de topografía (o concavidad creada por subsidencia) en la interfaz hielo-sedimento que es a su vez ampliada gradualmente por la carga del peso glaciar y dan lugar a los llamados valles en túnel (*tunnel valley*).

Echikh y Sola (2000) identifican cuatro facies, una facies de grano fino cuarcítica en el centro de la cuenca (concesiones NC-101 y NC-58), una facies limolítica en los pozos F1, E1, G1 y H1 de la concesión NC-58, y una facies marina somera de arenas en el área de la concesión NC-115. La cuarta litofacies es una arenisca de grano grueso pobremente cementada, conocida como horizonte periglacial que sólo ha sido encontrada en la estructura B de la concesión NC-115. Aziz (2000) presenta un modelo sedimentológico para este horizonte de complejo deltaico, que pasa hacia el norte a depósitos de frente de delta. Esta unidad que tiene entre 15 m a 45 m de espesor es disconforme tanto con la Formación subyacente, Melaz Shuqran, como con la Formación superior Tanezzuft, aunque algunos autores opinan que la transición Melaz Shuqran-Mamuniyat es gradual, como propone Radulovic (1984) para la zona de Ghat. En afloramiento, dado la marcada alterabilidad de la roca arcillosa de la Formación Melaz-Shuqran, resulta muy complicada la observación directa de este contacto.

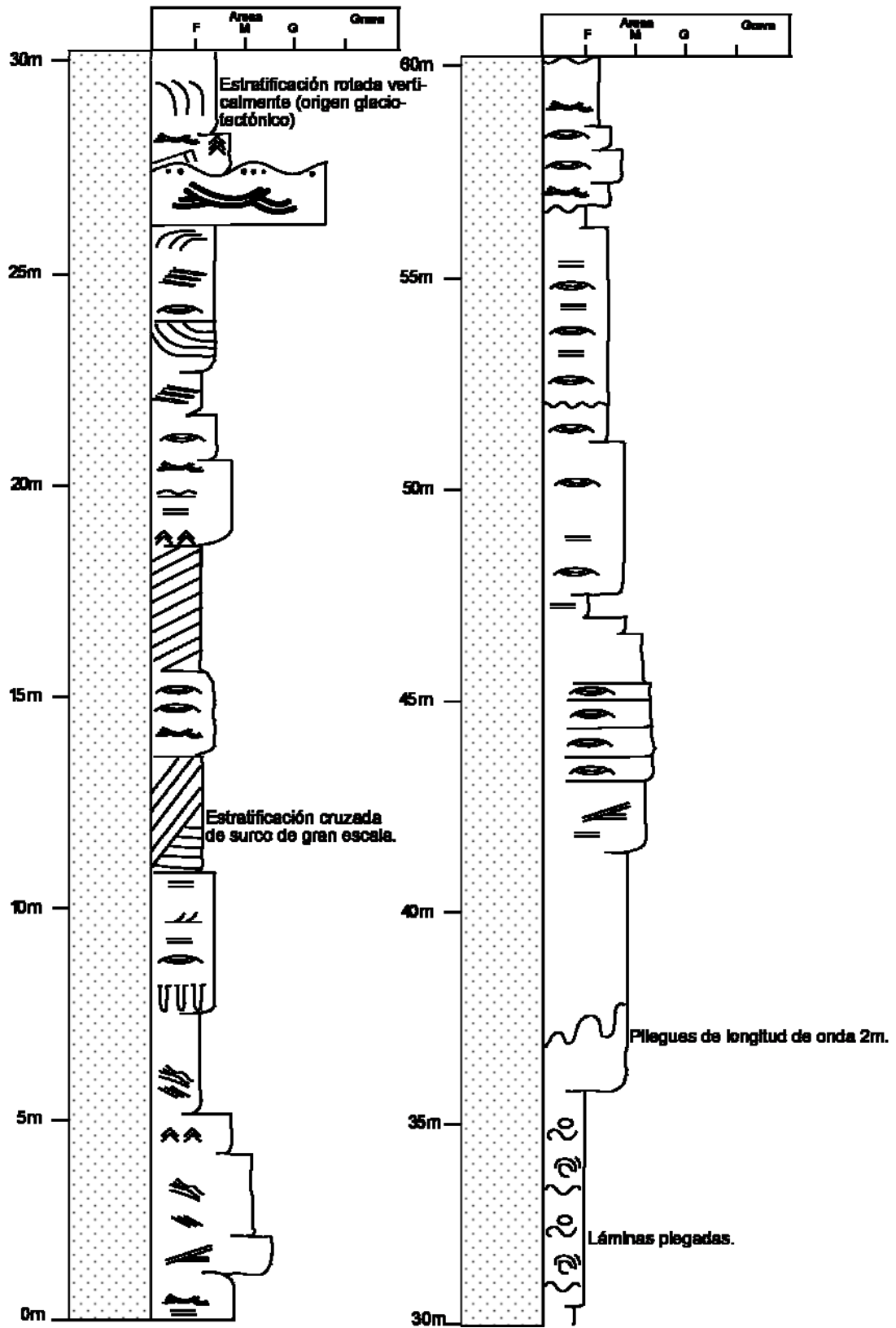
Hay cierta controversia acerca de la glaciación del Ordovícico Superior. Si bien la mayoría se inclinan por este fenómeno, algunos autores como Abugares y Ramaekers (1993) rechazan el origen glaciario para las facies que afloran en el área alrededor de Ghat, y explican estas características por flujos fluidales, deslizamientos de materiales blandos y fenómenos de escape de agua. Los cantos de caída (*dropstones*) son interpretados por estos autores como resultado del depósito fluvial en un episodio de cortejo de bajo nivel del mar (LST) retrabajado en la posterior transgresión. Quizás esto sea debido a que la parte norte de la Cuenca de Murzuq estuviera ubicada paleogeográficamente demasiado al norte para mostrar características glaciares mejor definidas, y sin embargo mostraría características originadas por ambientes fluvio-glaciares o glacio-marinos. Glover *et al.* (2000) apuntan en sintonía con Abugares y Ramaekers que “es significativo que no haya evidencias concluyentes de la acción directa del hielo sobre los sedimentos preservados en la Cuenca de Murzuq” y sostienen que más probablemente se habrían depositado bajo condiciones periglaciares, lejos de los casquetes glaciares.

Un estudio conducido por Brenchley *et al.* (1994) sostiene que las anomalías isotópicas de carbono y oxígeno en carbonatos del Ordovícico Superior indican que la glaciación ocupó un breve espacio de tiempo de no más de unos pocos cientos de miles de años durante el Hirnantense. Además parece que ocurrió una extinción masiva y que el nivel del mar descendió entre 50 m a 100 m (Hallet, 2002). Características similares glaciares o periglaciares se han encontrado en el resto del Ordovícico del norte de África. Aziz (2000) describe en la estructura B de la concesión NC-115 un horizonte periglaciario de arenisca conglomerática inmediatamente por debajo de la Formación Tanezzuft del Silúrico, y separada de las areniscas típicas de la Formación Mamuniyat por un horizonte de lutitas y areniscas muy finas que dibuja un *gamma ray* alto en las diagráfias pero que no debe ser confundida con las lutitas radiactivas (*hot shale*) de la parte basal de la Formación Tanezzuft. El horizonte periglaciario en la concesión NC-115 tiene un espesor entre 15 m y 45 m en el campo B y ha sido interpretado en un informe interno de Repsol (grupo de investigación Robertson en Aziz, 2000) según las litofacies encontradas, como un medio costero de alta energía en el que se ha propuesto un modelo de delta tipo Gilbert. Palinológicamente en el sondeo B21-NC115 (Aziz, 2000), la unidad periglaciaria contiene especies de acritarcos característicos del Ordovícico Superior y especies de quitinozoos con un carácter más Silúrico; ejemplares poco numerosos de

especies guía de *Veryhachium subglobosum* y *Veryhachium longispinosum* y especies de esporas terrestres son datadas como Caradoc-Ashgill.

La tendencia proximal-distal habría sido ESE-WNW de los depósitos fluvio-deltaicos. En cualquier caso, el origen glaciogénico de estos depósitos está ampliamente aceptado. En esta misma dirección, otro autor, Smart (2000), sugiere posibles canales fluviales sub-glaciares en la Cuenca de Murzuq. Hipótesis que también es considerada por Hirst *et al.* (2002) para el sur de la Cuenca de Illizi, ya que al no encontrar sobre la superficie erosionada marcas de estrías producidas por la fricción de los glaciares, sugieren que se habrían formado túneles (*tunnel valleys*) por debajo de los glaciares, para los que proponen dos posibles mecanismos, bien por sobrepresión del propio peso glaciario o bien por una fuente geotermal, suficiente para derretir las partes basales del glaciar. A continuación sugieren flujos distintos subglaciares que habrían evolucionado desde *mud flows* y *debris flows* a turbiditas de alta y baja densidad, con una influencia progresivamente mayor del ambiente marino por retirada glaciaria. Retirada que no es continua porque reconocen varios pulsos menores de avance y retroceso de los glaciares. Este relleno de los paleovalles excavados por la erosión glaciaria con sedimentos sub-glaciares o de “túnel” en el sur de la Cuenca de Illizi, no se ha correspondido con la sedimentación en la Cuenca de Murzuq donde no se ha producido del mismo modo, si no que directamente sobre el relieve erosivo se han depositado las lutitas radiactivas sin un relleno previo de sedimentos sin-glaciares. Añaden que en cualquier caso el episodio glacial habría durado menos de 1 Ma (Sutcliffe *et al.*, 2000) al igual que la hipótesis de Brenchley.

La propuesta de Hirst *et al.* (2002) es una fórmula intermedia que intenta explicar algunas de las observaciones recogidas por las investigaciones escépticas con el fenómeno glaciario, reconociendo por una parte los deslizamientos de bloques, pero por otra interpretándolos como resultado de la acción erosiva y de transporte relacionada con la dinámica de los glaciares y no como efecto de la cinemática de fallas.



(Continúa.)

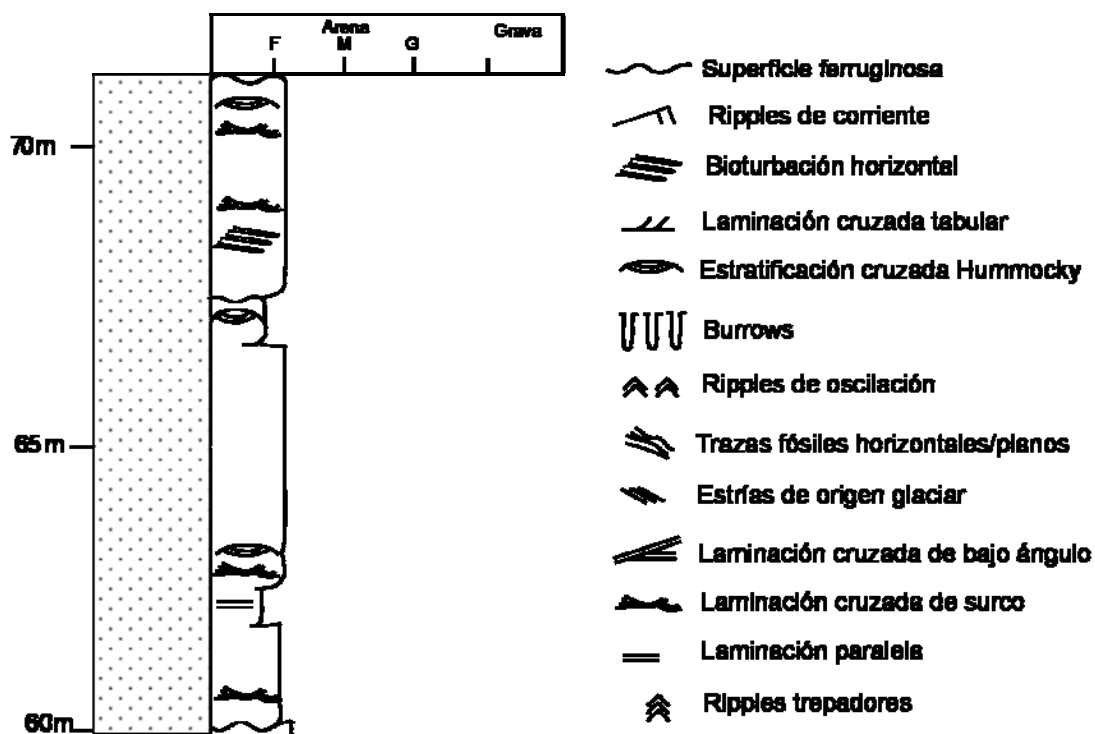


Figura 14. Columna estratigráfica de la Formación Mamuniyat en el Arco de Gargaf, $27^{\circ} 42' 54.5''N$, $12^{\circ} 51' 37.5''E$. A. Bretones, 2006.



Figura 15. Deformación sin-deposicional debida a la acción glaciario. Arco de Gargaf, $28^{\circ} 18' 44.5''N$, $12^{\circ} 56' 07.3''E$. Fotografía A. Bretones, 2006.



Figura 16. Estrías glaciares en la Formación Mamuniyat representadas en la columna anterior. Fotografía A. Bretones, 2006.

La figura superior (Figura 14) representa la columna estratigráfica más completa de las estudiadas para la Formación Mamuniyat. Efectivamente, como reconocen Le Heron *et al.* (2004) la gran variabilidad de estructuras sedimentarias dificulta sobre manera la caracterización de dicha formación y la asignación a uno u otro ambiente sedimentario, según un modelo de facies.

De todas formas, sí es posible reconocer una primera unidad con características proximales glacio-marinas con ripples de oscilación, laminación cruzada de bajo ángulo, laminación cruzada de surco que representan cuerpos en forma de abanicos (representado en la figura por estratificación cruzada de surco de gran escala) que localmente están deformados y con estrías glaciares (Figura 16), lateralmente estos mantos son sustituidos por estratificación cruzada *hummocky* y tabular. Este primer ciclo finaliza sobre los 27 m de la vertical en la columna estratigráfica (Figura 14), en donde se produce la primera discontinuidad probablemente debida a una subida del nivel del mar detectada por la inmediata presencia de ripples trepadores que inducen a pensar en la creación de un espacio de acomodación producida por una lenta subida relativa del nivel del mar como consecuencia de la carga isostática glacial que hunde la plataforma continental. Este tránsito separaría una primera etapa glacial de bajo nivel del mar propiciada por la

carga del glaciar sobre la plataforma continental y hundimiento de ésta debido a una mayor tasa de hundimiento de la plataforma respecto a la bajada del nivel del mar por la glaciación, el deshielo provoca el rebote isostático y el inicio de una etapa paraglaciar (inmediatamente después de la retirada glaciaria) de bajo nivel del mar en el que la retirada de los glaciares también deja su impronta sobre los depósitos sedimentarios. En la etapa siguiente, la intermedia (Figura 14) se depositan sedimentos finos (areniscas muy finas o finas) con tendencia granocreciente asociadas a un reavance glaciario con abundante deformación sin-deposicional y en un medio de plataforma glaciomarina más distal. La unidad superior, desde los 45 m, de la columna estratigráfica (Figura 14) responde a un medio marino de acreción vertical de tipo *shoreface* inferior con abundancia de estratificación cruzada *hummocky* y laminación paralela, con etapas de ausencia de depósito en secciones condensadas con cementaciones carbonáticas y bioturbación (*hardgrounds*), esta última representa finalmente el relleno sedimentario consecuencia del deshielo de los glaciares. Es común a las tres unidades en que se ha dividido la columna estratigráfica un medio marino somero, en el sentido de estar bajo la influencia de procesos generados por olas y tormentas.

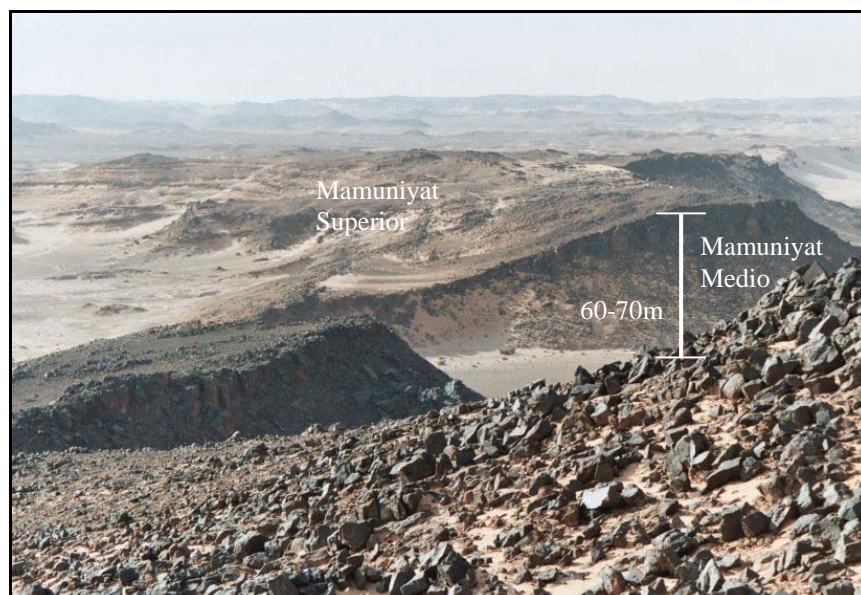


Figura 17. Paleovalle de edad Ordovícico Superior del Arco de Gargaf, 27°49'51.60"N 12°36'57.48"E. Fotografía D. P. Le Heron, 2004.

4.2.2 SILURICO

El Silúrico en la Cuenca de Murzuq viene caracterizado en primera instancia por el movimiento epirogénico de elevación y erosión posterior, por rebote isostático, a la glaciación del Ordovícico Superior, que produce una transgresión en parte debido al deshielo del casquete glaciario que cubría en su mayoría el norte de África y Arabia (Hallet, 2002). El efecto inmediato de la elevación es la erosión que posibilita localmente el desarrollo de areniscas basales limolíticas, y posteriormente se depositan potentes espesores de lutitas negras, radiactivas, graptolíticas. Estas lutitas son ricas en *debris* orgánicos y forman una de las principales rocas madre en el Norte de África. Al ciclo transgresivo le sigue un ciclo regresivo que sustituye las lutitas por limolitas y areniscas gradualmente hacia el Silúrico Medio y Superior.

4.2.2.1. Formación Tanezzuft

En la industria petrolífera como ya ha sido mencionado más arriba, tiene esta formación gran importancia porque abastece como roca madre a las rocas almacén, no sólo en la Cuenca de Murzuq sino en todo el norte de África. La Formación Tanezzuft está compuesta por una gruesa secuencia que varía en espesor de decenas a cientos de metros de lutitas de color gris oscuro. Aziz (2000) describe la Formación Tanezzuft en el bloque NC-115 como rocas argilíticas de color gris oscuro, normalmente con laminación lutítica, muy compactas, frecuentemente micáceas y piríticas, a veces con interestratificaciones limolíticas y de arenisca con mayor presencia hacia techo.

En sus estudios sedimentológicos, De Castro (en Hallet, 2002) reconoce en la parte inferior un medio turbidítico predominante, mientras que la parte superior de la Formación Tanezzuft es caracterizada por miembros de gran espesor de limolitas que muestran estratificación cruzada *hummocky* separadas por superficies de *hardground* que representarían un medio con depósitos de tempestitas. La parte basal de la Formación Tanezzuft contiene altos niveles de radiactividad que se deben al contenido de Uranio, que procede probablemente de cenizas volcánicas transportadas por el viento. Esta peculiaridad sirve además como diagnóstico para reconocer la parte inferior de la Formación Tanezzuft, que se dispone disconformemente sobre la

Formación Mamuniyat. Esta parte basal de la Formación Tanezzuft se conoce con el nombre de lutita radiactiva (*hot shale*) y rara vez excede los 50 m de espesor aunque la Formación Tanezzuft puede llegar a sobrepasar los 800 m de potencia. Además, la lutita radiactiva supone un magnífico indicador por los altos valores de radiactividad que son reflejados en las diagráfias de sondeo y, por tanto, fácilmente identificables.

Aziz (2000) en el bloque NC-115 en referencia a estudios palinológicos indica que los acritarcos arrojan edad Llandovery Inferior y Medio, en concreto con especies de acritarcos (*Veryhachium trispinosum*, *Veryhachium lairdii*, *Baltisphaeridium* spp y la especie guía *Neoverhachium carminae*), junto a asociaciones de quitinozoos (*Sphaerochitina* y *Angochitina*) y mioesporas. Bellini y Massa (en Hallet, 2002) demuestran que la Formación Tanezzuft y la superpuesta Formación Akakus, en base a las biozonas de Graptolitos, son diácronas. Evidencian que la Formación Tanezzuft en la Cuenca de Murzuq fue depositada durante el Llandovery Inferior y Medio, en la Cuenca de Ghadames es de edad Llandovery Medio a Wenlock y en la parte norte de la Cuenca de Ghadames es Wenlock-Ludlow. Esta interpretación fue posteriormente discutida por otras investigaciones. Abugares y Ramaekers (1993) sugirieron en función de correlaciones de sondeos que dentro de la formación coexisten múltiples discontinuidades, y que las evidencias de datos palinológicos no sostienen la diacronía de sur a norte propuesta por Bellini y Massa. Lüning *et al.* (2000) prefieren defender que después de la retirada de los glaciares, la superficie pre-silúrica era muy irregular. De acuerdo con su interpretación, la transgresión silúrica inundó primero con el depósito de lutitas negras radiactivas las depresiones entre los paleorelieves positivos, a medida que la transgresión avanzaba y el nivel del mar se alzaba los paleorelieves más altos también fueron inundados y en ellos se depositaron lutitas de ambiente marino. La parte inicial de la Formación Tanezzuft corresponde al cortejo sedimentario transgresivo (TST 2) del Rhuddaniense de Carr (2002). La superficie de transgresión del inicio de TST 2 supone además el fin de la glaciación ordovícica. Las lutitas del Rhuddaniense presentan fauna de graptolitos de baja diversidad que quizá indicaría un medio pobre en oxígeno. Las lutitas negras son exclusivamente de edad Rhuddaniense. La naturaleza diácrona de la Formación Tanezzuft probablemente podría ser causada por una lenta regresión marina, más lenta de lo previamente pensado, que explicaría la diacronía en la Formación Tanezzuft (Lüning *et al.*, 2000).

Otra característica sedimentológica de la Formación Tanezzuft es el incremento arenoso hacia la elevación de Brak-Bin Ghanimah o lo que es lo mismo

hacia el noreste en la paleoelevación de Trípoli-Tibesti y hacia el sur de la cuenca donde el contenido en arenas alcanza el 20 % del total de sedimento, también parece confirmarse el límite este donde se han encontrado facies de lutitas negras graptolíticas que sugeriría más bien un límite erosional, como proponen por ejemplo Davidson *et al.* (2000), en vez de un límite estratigráfico en cuña. Abugares y Ramaekers (1993) señalan la ausencia de Wenlock en el subsuelo de la Cuenca de Murzuq, esta discontinuidad está presumiblemente basada en datos micropaleontológicos no publicados (Hallet, 2002).

Más hacia el noreste, en el Surco de Dur al Qussah, la Formación Tanezzuft está presente con un espesor de unos 200 m a 300 m de areniscas limolíticas a lutitas, la parte inferior presenta abundantes lutitas con graptolitos que sin embargo desaparecen en la parte superior, siendo substituidos por ostrácodos. Otra peculiaridad de la formación en este área es que no puede ser separada de la superpuesta Formación Akakus. Más al sur de Dur al Qussah, en la Elevación de Brak-Bin-Ghanimah no aparece la Formación Tanezzuft, probablemente debido a elevación y erosión acaecidos durante el Devónico Medio. Davidson *et al.* (2000) también apuntan, en este sentido, a la ausencia de la Formación Tanezzuft en el noreste de la cuenca y en especial remarcan el adelgazamiento o total ausencia hacia esa zona de la cuenca que achacan al Paleualto de Trípoli-Tibesti de dirección noroeste-sureste que se extendía sobre la parte noreste de la actual cuenca, y que se demuestra en concreto por la ausencia de la Formación Tanezzuft en el margen sur del Alto de Gargaf. Aún más al sur de la Elevación de Brak-Bin Ghanimah en el área de Mourizidie aparecen de nuevo lutitas marinas con graptolitos con espesor de unos 15 m.

La Formación Tanezzuft es también de notoria importancia porque confirma los restos encontrados en la Formación Melaz Shuqran de las primeras plantas terrestres. Las células de cutículas encontradas por Gray en la Formación Melaz Shuqran son los primeros indicios, pero en la Formación Tanezzuft se encuentran evidencias concluyentes, en concreto esporas del género *Ambitisporites* al suroeste del Arco de Gargaf de edad Llandovery, y mioesporas pertenecientes a cerca de 50 especies de plantas terrestres datadas como Wenlock Superior a Ludlow.

Por tanto, destacar en la Formación Tanezzuft que supone un evento mayor de inundación después del episodio glacial del Ordovícico Superior, que se deposita sobre una superficie muy irregular. En los paleovalles se concentran lutitas orgánicas

restringidas al Rhuddaniense que alcanzan valores de carbon orgánico total (TOC) de hasta el 16 % y que no sólo forma la mayor roca madre en la Cuenca de Murzuq sino en toda África del Norte.

La superficie de máxima inundación (MFS 2) según la estratigrafía secuencial de Carr (2002) se situaría entre el Rhuddaniense y el Aeroniense.

4.2.2.2. Formación Akakus

Su definición tiene un origen similar a la Formación Tanezzuft, descrita primero por Desio (1937) que eligió una sección tipo en Jabal Akakus al norte de Ghat, posteriormente se descubrió incompleta. Es Klitzsch quien escoge una sección tipo más idónea que describe al sur de Ghat (en Hallet, 2002). Aún así, Klitzsch en los años sesenta estudia esta formación en el este de la Cuenca de Murzuq y reconoce que probablemente la sección tipo tan solo corresponda a la parte inferior de la formación y propone una nueva sección tipo en Takharkhúri, 24° 38'N 10° 13'E.

Básicamente, la Formación Akakus empieza con un estrato de arenisca de 5-10 m de espesor, el cual según Radulovic (1984) tiene un espesor de 2-3 m en la zona de Ghat-Al Awaynat (Figura 18), superpuesto por algunas lutitas que se asemejan a las de la Formación Tanezzuft pero que ya son en realidad parte de la Formación Akakus, este contacto es apreciado mucho mejor en superficie meteorizada que sobre superficie no meteorizada (comentario personal, S. Lüning, 2005).



Figura 18. Contacto entre la Formación Tanezzuft (por debajo de la línea verde) y la Formación Akakus (por encima) en Jabal Akakus (Figura 1), 25° 43' 65''N 10° 22' 33''E. Fotografía A. Bretones, 2006.

En la sección tipo, la Formación Akakus comprende 240 m de areniscas limolíticas de grano fino a medio, laminadas, frecuentemente con estratificación cruzada, con ripples y *flute marks*. El techo de la formación presenta un horizonte persistente de areniscas ferruginosas que tienen laminación convoluta y estructuras estromatolíticas, que sugieren un episodio de emersión. Las trazas fósiles están muy desarrolladas en la Formación Akakus, aparece de forma característica *Cruziana acacensis* que ya aparece en la parte superior de la Formación Tanezzuft. Otros icnofósiles encontrados son *Arthropycus alleghanensis*, *Corophiodes*, *Cruziana* y *Tigillites dufrenoy* (Figura 19). Radulovic (1984) señala como característico la presencia persistente de *Arthropycus (Harlania)* frecuentemente de un tamaño de hasta 40 cm, enumera otras huellas como *Tigillites*, *Corophiodes* y *Cruziana*. Además, la ichnoestratigrafía ha evidenciado la diacronía de la Formación Akakus desde el sur hacia el norte.

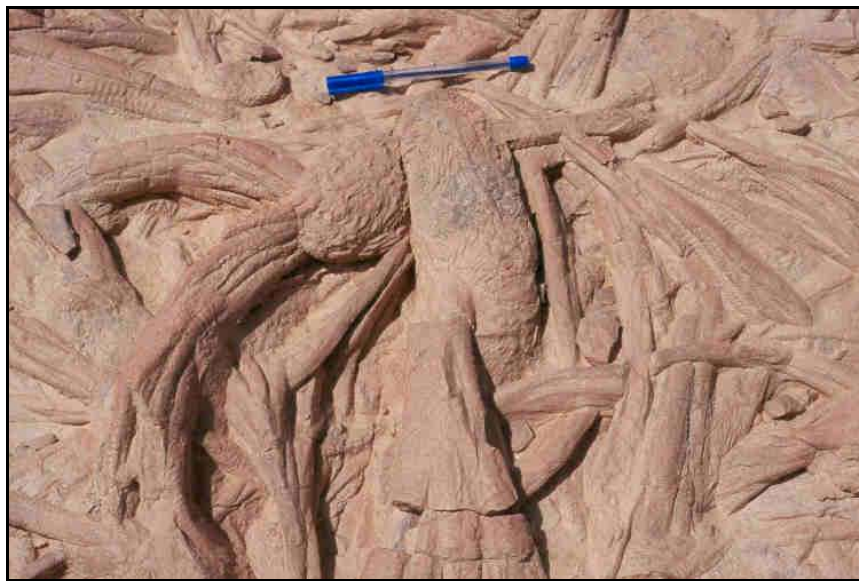


Figura 19. *Arthropycus* y *Cruziana* de la Formación Akakus (Silúrico) al norte de Ghat. Fotografía S. Lüning, 2005.

El medio de sedimentación es interpretado desde fluvial a marino somero con barras de marea y depósitos de tempestitas. El contacto inferior es aparentemente concordante con la Formación Tanezzuft (Figura 18), pero el contacto superior es discordante con la Formación Tadrart.

Bellini y Massa (en Hallet, 2002) mostraron la fuerte diacronía de la formación, en los alrededores de Ghat y sugirieron una edad Llandovery Medio a Wenlock aunque no han sido encontrados graptolitos. Sin embargo, trabajos

posteriores han demostrado que el Wenlock no aparece en el área de Ghat (en Hallet, 2002), al igual que afirman Abugares y Ramaekers (1993) para el subsuelo de la Cuenca de Murzuq, y que en realidad los niveles de areniscas de edad Llandovery Superior están recubiertos por niveles discordantes del Ludlow y posiblemente también del Prídoli. Esta observación podría indicar que por extensión la Formación Akakus progradaría hacia el noroeste desde la Cuenca de Murzuq hacia la Cuenca de Ghadames durante el Ludlow y el Prídoli. Lo más probable es que el contacto entre la Formación Tanezzuft y la Formación Akakus sea diácrono en la Cuenca de Murzuq que, además, en un contexto más amplio sitúa el inicio de la sedimentación de la Formación Akakus desde el Aeroniense (Llandovery Medio) en la Cuenca de Al Kufrah hasta el Silúrico Medio-Superior en la Plataforma del Sahara, al oeste de África del Norte (Carr, 2002). Los aportes de sedimentos tenían dirección ESE-WNW en la Cuenca de Murzuq y la zona fuente de estos aportes era el Arco de Tibesti. La Formación Akakus ha sido cartografiada en el margen oeste de la Cuenca de Murzuq, desde Tikiumit en el norte (zona de Jabal Akakus, Figura 1) hasta South Anay en la frontera con Níger. Pfluger (en Hallet, 2002) propone un marco de transición desde medios oxigenados proximales en la arenisca de Akakus que pendiente abajo se deposita sobre medios anóxicos en depósitos de lutitas pelágicas de Tanezzuft. Siendo, al menos parcialmente, contemporáneas ambas formaciones. La Formación Akakus súbitamente se acuña al norte de Tikiumit (noroeste de la cuenca de Murzuq) por la temprana irrupción de la elevación en el Devónico Inferior, sobre este aspecto también coincide Aziz (2000) que justifica la escasa presencia y reducido espesor de la Formación Akakus por la elevación que sitúa al final del Silúrico y al que asigna un origen Caledónico. Hacia el Sur de Ghat alcanza el máximo espesor con 375 m, y nuevamente pierde espesor con unos 90 m en el límite con Níger. Hacia techo de la formación aparece un horizonte característico con areniscas ferruginosas y estromatolitos que toma el nombre de *Horizon d'Iknouen* (Figura 20) y representa un periodo de exposición subaérea. Este horizonte ferruginoso según Radulovic (1984) tiene un espesor desde 40 cm a 4 m.



Figura 20. Horizonte d'Iknouen hacia techo de la Formación Akakus, cerca de Al-Awaynat en la región de Ghat, 25° 48' 32.1"N, 10° 30' 26.5"E. Fotografía A. Bretones, 2006.

Braccini y Lafont (2003) estudian la Formación a lo largo de 150 Km en el escarpe de Akakus (Figura 1) en el margen oeste de la Cuenca de Murzuq. Las areniscas de la Formación Akakus comienzan o bien con facies de zona de batida (*foreshore*) o bien con llanuras de marea, que se superponen a facies inferiores de *shoreface* heterolíticas. La mayor parte de la formación está compuesta por facies de isla barrera (*backbarrier*) a *lagoon*. Dentro de ellas se encuentran ciclos de bastantes metros de espesor formados primero por facies con influencia de oleaje y después facies bioturbadas con influencia de marea, culminando en costras ferruginosas. Estos autores sugieren la analogía de esta secuencia con el modelo de facies del Waddensee de Holanda en ambiente de *back-barrier* con canales submareales bajo amplia influencia de marea y tormenta. En términos estratigráficos estos depósitos solamente registran los periodos de agradación y los largos hiatos se reconocen por las costras ferruginosas de naturaleza pedogenética.

La Formación Akakus aparece también en sondeos en el campo petrolífero NC-58 de la Cuenca de Murzuq y con medios deposicionales que han sido interpretados desde deltas en abanico con flujos turbidíticos locales a barras sublitorales (barras de *offshore*) y depósitos de llanura fluviales. Las evidencias palinológicas han dado edades de Wenlock a Ludlow para la Formación Akakus (Hallet, 2002).

En el margen este también aflora la Formación Akakus y lo hace con espesores muy variables a lo largo de la franja oriental. En el Surco de Dur al Qussah (Figura 4) alcanza un espesor de 465 m pero pierde potencia gradualmente hacia la elevación de Trípoli-Tibesti. Al sur del horst de Mourizidie el espesor varía entre 35 m y 190 m. En este área la litología está compuesta por areniscas dispuestas en delgadas capas, limolíticas y lutíticas en la parte inferior, pero masivas, compactas, con estratificación cruzada y ferruginosas hacia techo. También se han descubierto importantes ejemplares para la paleobotánica en la Formación Akakus que han permitido encontrar en el tramo superior restos de plantas *psilophyte* y *lycophyte* en depósitos probablemente deltaicos o fluviales, aunque no han podido ser datadas con precisión, su edad se atribuye al intervalo entre medio y final. Como las mioesporas registradas en la Formación Tanezzuft, estas plantas vasculares son las más tempranas hasta ahora encontradas, y por tanto objeto de gran interés en paleobotánica a nivel mundial (Hallet, 2002).

En la elevación de Brak-Bin Ghanimah, la Formación Akakus no está presente probablemente debido a la erosión producida en el Devónico Medio. Tampoco aparece, generalmente, en las proximidades de Awbari por la misma razón.

En un pozo en Al Fuqaha (Figura 4) fueron perforados 200 m de la Formación Akakus y aún más al norte en el pozo C1-44 también fue encontrada. Las edades variarían entre Wenlock Final a Ludlow. La Depresión de Al Fuqaha podría ser la extensión norte del Surco de Dur al Qussah pero esto aún es una hipótesis que debe ser probada (Hallet, 2002).

La Formación Akakus representa una secuencia de cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST 2 de Carr) con depósitos de prodelta y frente deltaico que progradan desde el sureste hacia el noroeste, con edades comprendidas entre el Wenlock Superior y el Prídoli.

En la sección descrita (Figura 21) las facies de la parte inferior de la columna hasta los 3 m marcan un ambiente de depósito de facies de marea con estructuras sedimentarias tipo flaser/lenticular características de este ambiente. En esta parte inferior de la columna hay cierta influencia de estructuras de ola (laminación paralela ligeramente inclinada tipo *foreshore* y *ripples* de ondulación). Hacia los 3 m de la columna se inicia un depósito ya evidente con dominio de estructuras de ola tipo *shoreface-foreshore* con evolución granocreciente y que culmina a los 6 m. En el último tramo, de 6 m a 9 m, se inicia una alternancia rítmica de sedimentos finos

(lutitico-limolíticos) con superficies ferruginosas entremezcladas que indican periodos de exposición subaérea. Esta interpretación, siendo consciente de la dimensión de la columna descrita, encaja bien con la elaborada por Braccini y Lafont para la parte oeste de la Cuenca de Murzuq (ver más arriba).

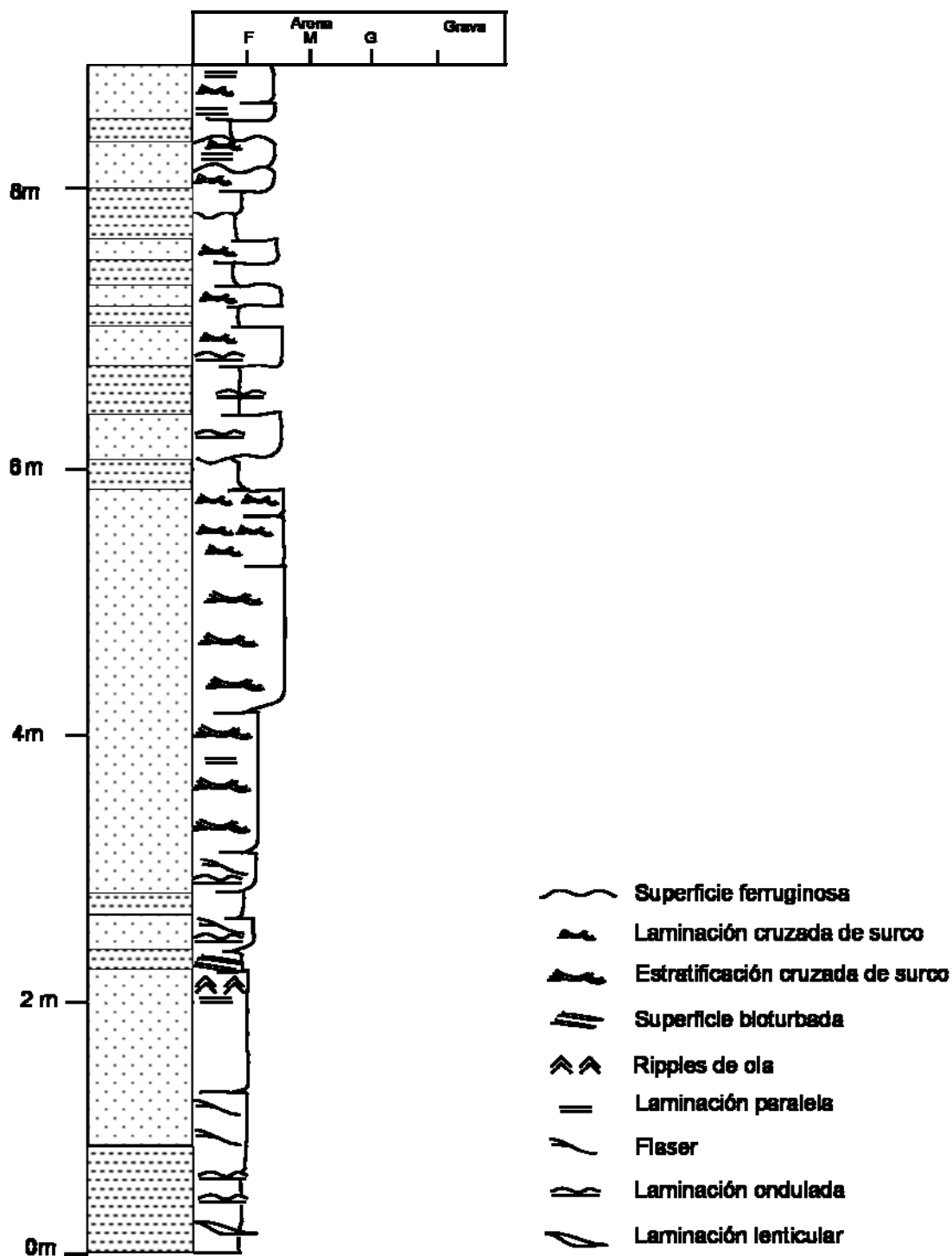


Figura 21. Sección de la Formación Akakus al norte de Ghat, 25° 46' 31.0"N y 10° 22' 54.9"E. A. Bretones, 2006.

4.2.3. DEVÓNICO

El Devónico tiene paleogeográficamente una notable importancia porque supone el inicio del cierre del océano Iapetus, que desencadena en el margen norte de Gondwana Occidental una secuencia de acontecimientos tectónicos que se plasman en un hiato que refleja elevación, plegamiento y finalmente erosión, consecuencias de este gran evento tectónico (Hallet, 2002). La dirección preferente de las estructuras es norte-noroeste. La práctica ausencia de materiales de edad Lochkoviense ha inducido a pensar que este hiato es la causa de la discontinuidad en el límite Silúrico-Devónico y que por tanto el contacto entre rocas de ambas series es de tipo discontinuo.

El margen continental pasivo de Gondwana Norte durante el Paleozoico Inferior se convierte en el Devónico en un margen con fallas de desgarre, que comienza a reflejar los primeros episodios de la orogenia Hercínica. Las secuencias clásticas del Devónico se depositan en un margen continental con bajo ángulo de inclinación, en el que la sedimentación se produce por efecto del eustatismo y por fenómenos de tectónica local. Estos eventos tectónicos quedan especialmente bien representados en la sedimentación de algunas áreas, en concreto en la Elevación de Brak-Bin Ghanimah y al oeste de la Cuenca de Murzuq en el Arco de Tihemboka. Las repetidas transgresiones y regresiones ocurridas migraron rápidamente a través de la plataforma marginal de Gondwana, dando lugar a una sucesión que puede ser dividida en tres megaciclos, y cada uno a su vez contiene numerosos ciclos continentales, deltaicos y secuencias marinas someras (Hallet, 2002).

4.2.3.1. Formación Tadrart

La sección tipo es descrita por Klitzsch en las montañas de Jabal Tadrart (Figura 1), 35 Km al sur de Ghat. Esta sección contiene areniscas continentales masivas a marinas someras, ferruginosas, con estratificación cruzada (Figura 22b) y con restos de plantas en la parte inferior y huellas fósiles abundantes en la parte superior. El medio de sedimentación fluctúa entre submareal, intermareal a continental, y el contacto con la Formación Akakus es disconforme, efectivamente en la Cuenca de Murzuq, no existe continuidad entre la Formación Akakus y la

Formación Tadrart habiendo un hiato que separa a ambas. El afloramiento de la sección tipo tiene un espesor de 140 m.

En la zona de Al Awaynat, la formación alcanza un espesor de 320 m, y los escasos fósiles encontrados y, sobre todo, las huellas fósiles sugieren una edad Lochkoviense a Emsiense Superior (Hallet, 2002). Clark-Lowes reconoce una parte inferior de facies continentales con estratificación cruzada *festoon* con relleno de arenas de canales en sistemas braided (Figura 22a), y una parte superior progresivamente más caracterizada por una impronta mareal con estratificación cruzada *herring-bone* típica de corrientes mareales.

En la Cuenca de Murzuq no han sido encontrados fósiles que permitan un diagnóstico definitivo pero la edad se asume que es Devónico Inferior por la relación con las formaciones adyacentes (Hallet, 2002). Por otra parte, Sutcliffe *et al.* (2000b) identifican asociaciones de facies en la Formación Tadrart que representan canales fluviales braided, canales deltaicos braided y ambientes sublitorales (*shoreface*) con predominio del ambiente mareal. La parte inferior de la Formación Tadrart que pertenece al Lochkoviense y el Praguense se habría depositado en un cortejo de bajo nivel del mar (LST 3 de Carr); entre el Praguense y el Emsiense cambiaría la dinámica deposicional marcada por una superficie de transgresión. Además, este cortejo progradaría hacia el norte o noroeste en la Cuenca de Murzuq.

La distribución de la Formación Tadrart refleja la acción de la tectónica devónica, que a pesar de presentar grandes espesores en el Surco de Dur al Qussah y en el Surco de Al Awaynat (Figura 4), está ausente en el centro y norte de la Cuenca de Murzuq. Hay evidencias de la inversión del Devónico Medio y la consiguiente erosión de la Formación Tadrart. En el flanco este de la Cuenca de Murzuq, la formación tiene un espesor de 500 m en el Surco de Dur al Qussah, pero se acuña hacia la Elevación de Haruj. También tiene un espesor aproximado de 150 m en la Elevación de Brak-Bin Ghanimah pero desaparece hacia el norte debido igualmente a la erosión del Devónico Medio. En el Surco de Dur al Qussah la Formación Tadrart contiene areniscas masivas ferruginosas con restos de plantas que asemejan a *Lepidodendron*. También han sido encontrados peces fósiles, en estado muy precario, en intercalaciones de limolitas.

La Formación Tadrart supone un período transgresivo con medios fluviales a marinos someros, con depósitos sobre una superficie pre-devónica levantada y erosionada.



Figura 22. a) Relleno de canal orientado en dirección NNW y b) estratificación cruzada tabular asociada a un sistema aluvial tipo braided. Al sur de Al Awaynat, coordenadas 25° 45' 25.0"N, 10° 30' 27.0"E. Fotografías M. Atayeib y A. Bretones, 2006.

4.2.3.2. Formación Wan Kasa

El segundo megaciclo dentro de la sucesión Devónica está formado por una secuencia marina transgresiva (la TST 3 de Carr) que yace en continuidad con las areniscas mucho más masivas de la Formación Tadrart, a excepción de una zona en el noroeste de la Cuenca de Murzuq donde aparentemente la Formación Wan Kasa se asienta sobre varios niveles de la Formación Akakus (Adamson *et al.*, 2000). La sección tipo fue descrita por Klitzsch en 1965 en Wadi Wan Kasa en Jabal Tadrart (Figura 1), reconociendo series alternantes de lutitas y limolitas grisáceo-rojizas con delgadas capas de yesos, que contienen braquiópodos, tentaculítidos y huellas fósiles. Las limolitas y las areniscas de grano fino son granocrecientes y presentan estructuras lenticulares y flaser, que gradualmente pasan a areniscas más masivas con estratificación cruzada en el techo. Adamson *et al.* (2000) en Jabal Tadrart también en la parte oeste de la Cuenca de Murzuq encuentran además areniscas y limolitas con cantidades variables de oolitos ferruginosos, éstos son interpretados por consenso general como formados en ambientes de condiciones de baja energía dentro de fangos ricos en hierro, el área de procedencia del hierro no está claramente definido, pero en general hay acuerdo en que provendría de alguna zona al sureste de la Cuenca de Murzuq por efecto de la erosión de rocas de basamento transportadas por los sistemas fluviales. Entre las huellas fósiles que encuentran Adamson *et al.* (2000) citan *Planolites*, *Tigillites* y *Chondrites* dentro de una ichnofábrica que consideran de baja a media diversidad.

El ambiente de depósito es de *lagoon* que pasa a submareal somero y a barras de *offshore*. En la sección tipo el espesor es de 55 m y está discordantemente superpuesta por la Formación Awaynat Wanin y entre ambas formaciones se sitúa la superficie de máxima inundación (MFS 3 de Carr). La edad que Borghi y Chiesa, y Klitzsch sugirieron es Devónico Medio (en Hallet, 2002) y quedó confirmada recientemente en una cartografía que apunta, debido a los grupos de braquiópodos encontrados, al Eifeliense para la Formación Wan Kasa. Sin embargo, dataciones anteriores realizadas en otras áreas señalaban como edad probable el Emsiense. Carr (2002) también la sitúa en el Emsiense y reconoce en la Formación Wan Kasa a un cortejo sedimentario de transgresión (TST 3), etapa que finaliza con la mencionada más arriba superficie de máxima inundación, MFS 3.

La Formación Wan Kasa ha sido cartografiada a lo largo del margen oeste de la Cuenca de Murzuq desde Tikiumit hasta el sur de Anay. Clark-Lowes (en Hallet 2002) indica un ambiente dominado por fuertes mareas, con evidencias de depósitos con marcadas características de corrientes mareales (Figura 23). Sutcliffe *et al.* (2000b) reconocen facies asociadas a plataformas oolíticas y costas fangosas, que pasan a ambientes submareales fangosos y llanuras mareales, confirmando el carácter transgresivo de la formación. El espesor en esta franja varía entre 10 m a 50 m. El techo de la formación se encuentra progresivamente truncado por la acción de la erosión del Devónico Medio. Adamson *et al.* (2000) observan en Jabal Tadrart, siempre sobre la zona oeste de la Cuenca de Murzuq (Figura 1), que las barras de *offshore* a menudo son de tendencia granodecreciente lo que interpretan como migración de las barras en un ambiente marino somero, entre las que se encontraban clastos más finos en las áreas inter-barra.

La Formación Wan Kasa no se encuentra presente, de forma similar a la Formación Tadrart, ni en el centro de la cuenca ni en la Elevación de Brak-Bin Ghanimah en el área afectada por la inversión devónica y la erosión del Devónico Medio. Sin embargo, en el flanco este puede ser trazada en el Surco de Dur al Qussah representada por lutitas limolíticas grises con limolitas y lentejones de areniscas que contienen crinoides, corales, pelecípodos, braquiópodos y restos de peces placodermos. Hacia el noreste, la Formación Wan Kasa se acuña hacia la Elevación de Haruj y hacia el sur se condensa en la zona de Mourizidie (Echikh y Sola, 2000).

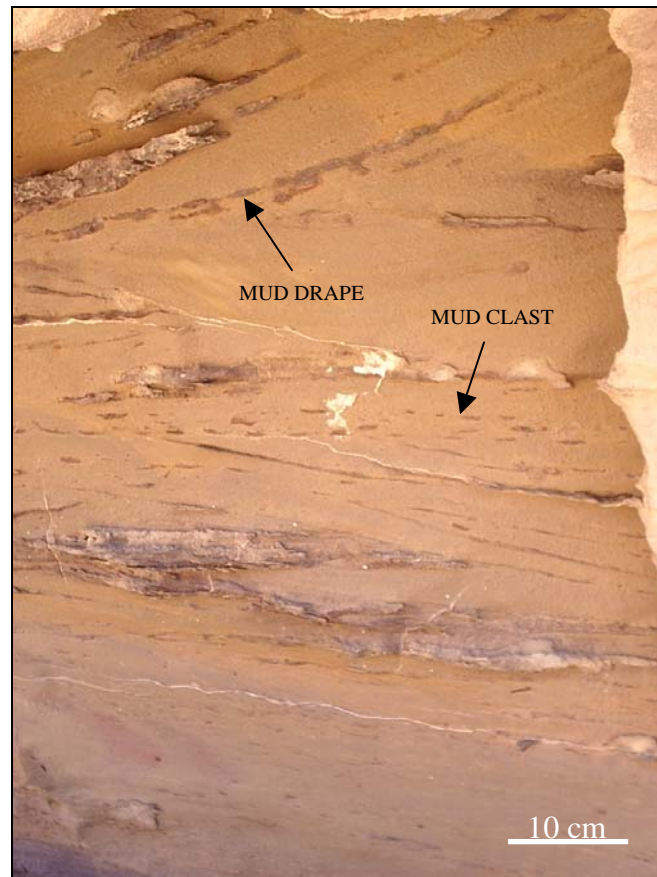


Figura 23. Estratificación cruzada sigmoidal con *mud drapes* y *mud clasts* típicos de ambiente submareal (cf. Dalrymple, 1992). Con color claro las areniscas y con color oscuro las arcillas. Además se evidencian corrientes bidireccionales. Flanco norte del Arco de Gargaf, 28°23'59.0"N 12°48'09.0"E. Fotografía A. Bretones, 2006.

4.2.3.3. Grupo Awaynat Wanin

Estudios regionales efectuados en la parte oeste de Libia han puesto en evidencia que esta zona fue afectada por una fase tectónica a finales del Emsiense, y que produjo elevación, erosión y truncamiento. La erosión fue especialmente incisiva en la Elevación de Brak-Bin Ghanimah y produjo la desaparición de todas las rocas en profundidad hasta la Formación Mamuniyat. La mayor parte de la Formación Awaynat Wanin se depositó sobre esta superficie truncada. La transgresión posterior sobre la superficie erosionada fue gradual y en ciertas zonas como en el Alto de Tiririne no fue cubierta hasta el Fameniense (Echikh y Sola, 2000).

La sección tipo fue elegida en el flanco noroeste del Arco de Gargaf. De acuerdo con los estudios más recientes, se reconocen seis ciclotemas repetidos de arcillas, a veces ferruginosas o yesíferas, limolitas y areniscas, cada ciclo con 15-30

m de espesor, y sumando un total de 162 m (Gundobin, 1985). La secuencia, según Vos (1981), representa un medio deltaico que oscila entre frente deltaico a canales fluviales, todos retrabajados por mareas y olas de tormenta. Las areniscas a menudo presentan estratificación cruzada y contienen una diversa fauna de braquiópodos, a veces con concentraciones de coquinas. Tanto la base como el techo de la formación son concordantes con la Formación Wan Kasa y con la Formación Marar, respectivamente. La datación de la Formación Awaynat Wanin ha sido realizada por medio de la fauna de braquiópodos y se ha estimado una edad desde Eifeliense a Fameniense (Hallet, 2002). Sin embargo, hacia el sur de la sección tipo en la concesión NC-115 Aziz (2000) restringe la edad al Devónico Superior en base a acritarcos guía como *Veryhachium pannuceum* y *Unellium winslowae*, junto a mioesporas guía tales como *Spelaeotriletes lepidophytus* y *Dictyotriletes fimbriatus*.

La definición de la Formación Awaynat Wanin ha sido un tanto confusa. Las sucesivas revisiones de la estratigrafía produjeron un notable caos según el lugar elegido para cada estudio. Finalmente, es aceptada la propuesta inicial del área tipo de la formación, pero en el flanco sur del Arco de Gargaf en la zona de Idri, Sabha y Al Fuqaha, coincidiendo con la cartografía del mapa geológico de estas hojas. Las investigaciones posteriores han aceptado esta propuesta.

En la zona de Tikiumit en la región de Jabal Akakus (Figura 1) fue cartografiada una sección parcial de la Formación Awaynat Wanin con 20 m de areniscas ferruginosas, con lechos limosos y carbonáticos que han sido datados como Frasnense (Hallet, 2002).

Finalmente, en los años 1980 el flanco sur del Arco de Gargaf fue cartografiado para el mapa geológico de Libia, y se decidió aceptar la visión de Collomb de elevar la Formación Awaynat Wanin a la categoría de grupo – Grupo de Awaynat Wanin- y fue dividido entonces en seis formaciones con sus respectivos nombres y secciones tipo que fueron escogidos en el flanco sur del Arco de Gargaf (Hallet, 2002).

La formación basal del Grupo Awaynat Wanin fue denominada Bi´r al Qasr y estudiada en el área próxima a Idri donde reside su localidad tipo. La formación yace sobre una superficie erosionada de la Formación Tanezzuft de forma discordante. Hacia el este de Idri, la Formación Bi´r al Qasr, gradualmente, a través de la supuesta discordancia Caledónica se pone en contacto también con la Formación Mamuniyat, la Formación Hawaz y la Formación Hasawnah (Rubino y Blanpied, 2000). El ciclo

es inusual porque comprende una unidad basal con areniscas de grano fino, ferruginosas y con fragmentos de conchas (cortejo transgresivo, TST 3 de Carr), antes de la deposición de arcillas limolíticas con pasadas ocasionales de areniscas. El ciclo se convierte gradualmente en más arenoso, acabando con una arenisca cuarzosa con manchas de hierro y estructura masiva, que contiene braquiópodos (*Rhipidothyris ensicostata*, *Rhipidothyris orchas*, *Athyris*, *Mediospirifer*, *Rhynchospirifer*; según Havlicek, 1973) y huellas fósiles como *Planolites* y *Tigillites* (cortejo de alto nivel del mar). El espesor de la formación en la sección tipo es de 42 m y las edades obtenidas por la fauna de braquiópodos dan una edad Eifeliense, posiblemente extendiéndose hasta el Givetiense Inferior.

Rubino y Blanpied (2000) coinciden en esta descripción y observan la misma secuencia TST-HST de una misma secuencia deposicional, pero para ellos el último tramo de la Formación Bí'r al Qasr pertenece ya a la siguiente secuencia deposicional con un relleno de valle encajado con una influencia bidireccional de la corriente que indica un ambiente de tipo estuario aunque sin precisar si corresponde a un LST o a un TST. Estos autores en el flanco sur del Arco de Gargaf, zona conocida con el nombre de Wadi Ash Shati, identifican los rasgos sedimentológicos del TST como facies asociadas a un medio mareal donde hay barras mareales con megaripples bidireccionales de pequeña escala formados en plataforma confinada, que evolucionan localmente hacia medios dominados por la acción de las olas-tormentas (estratificación cruzada *hummocky*) y de plataforma abierta. El HST viene representado en la parte basal por capas muy finas de tormenta intercaladas con lutitas limolíticas de plataforma distal. Este parte basal evoluciona hacia un complejo litoral arenoso progradante, primero con ripples de ola de *shoreface* y estratificación cruzada *hummocky*, pasando hacia *foreshore* con estratificación cruzada *swaley* y laminación paralela de bajo ángulo. Por último, observan que esta progradación del sistema costero se orienta hacia el sur en una escala semi-regional.

El segundo ciclo se denomina Formación Idri que contiene dos secuencias que comienzan con una corta secuencia de arcillas, que pasan rápidamente a limolitas arenosas y después a potentes unidades de areniscas masivas. Las areniscas tienen granulometría fina a media, y muestran ripples y huellas de excavación en la parte inferior, y estratificación cruzada hacia techo. La unidad más hacia techo de areniscas contiene abundantes braquiópodos. Algunas de las lutitas de la Formación Idri muestran características euxínicas (condiciones reductoras). El espesor total de la

Formación Idri es de 70 m de los cuales el 80% son areniscas. Los primeros 60 m de la columna estratigráfica son de edad Givetiense, y los diez últimos metros contienen fauna Frasnense Inferior.

La superficie de máxima inundación de la secuencia deposicional 2 de Rubino y Blanpied (2000) coincide con el inicio de la Formación Idri, con procesos iniciales de marea, después de tormenta y de nuevo mareales, lo que sugiere una alta frecuencia en la oscilación de los cambios del nivel del mar. El HST se caracteriza por parasecuencias con areniscas ligadas a fenómenos de ola y de tormenta intercaladas con areniscas y limolitas bioturbadas, las facies más regresivas de playa (*foreshore*) ó bien depósitos fluviales y deltaicos no se encuentran, y se asocia a una etapa erosiva producida por el propio límite de secuencia. Un contacto erosivo dentro de la Formación Idri se considera el límite de secuencia entre la secuencia deposicional 2 y la secuencia deposicional 3 de Rubino y Blanpied (2000), que separa arcillas de areniscas con superficies de acreción a gran escala que se relacionan con un carácter meandriforme, fluvial o deltaico sin precisar con más detalle por estos autores, que estaría ligado al relleno de un valle encajado del LST o una unidad transgresiva deltaica de la secuencia deposicional 3. La superficie de máxima inundación transcurre en las lutitas con un horizonte conspicuo formado por una costra de Fe-Mn, por encima de esta superficie el HST se reconoce por areniscas de *shoreface* inferior que gradualmente pasan a lutitas rojas asociadas a llanuras costeras intercaladas con barras mareales dentro de canales mareales aislados. La parte superior de la Formación Idri comprende el primer cortejo de la secuencia deposicional 4 (Rubino y Blanpied, 2000) en la que areniscas con estratificación cruzada se depositan en contacto erosional sobre las lutitas rojas, estas areniscas presentan una tendencia granodecreciente y así como sucedía con la secuencia deposicional 3 quedan incertidumbres sobre su pertenencia a un LST o TST, aunque se decantan más bien por este último. La problemática surge al encontrar corrientes unidireccionales que podrían formarse en un relleno de valle encajado (TST), pero la presencia más arriba en la vertical de corrientes bidireccionales, hace pensar a estos autores que las corrientes de flujo y refluo del estuario siguieran inicialmente direcciones distintas y por eso se encontrarían localmente corrientes unidireccionales. La superficie de máxima inundación aparece representada por una superficie muy bioturbada con la típica huella fósil *Bifungites fezzanensis*.

El ciclo número tres del Grupo Awaynat Wanin fue definido en el área de Sabha, en la elevación de Brak-Bin Ghanimah en el norte de la Cuenca de Murzuq, y le fue dado el nombre de Formación Quttah. Su base comienza con una superficie de máxima inundación, MFS 3 de Carr (2002) coincidente en esta interpretación con Rubino y Blanpied (2000), y a continuación el ciclo empieza con una secuencia de arcillas que yace sobre una superficie desigual que es la Formación Idri. La arcilla contiene braquiópodos y la huella fósil *Bifungites fezzanensis*. El techo de la arcilla representa un límite de secuencia estratigráfica. La arcilla es seguida abruptamente por areniscas ferruginosas masivas con una base conglomerática. La unidad más próxima al techo de la Formación Quttah está compuesta por cuarzoareniscas que contienen abundantes pelecípodos y braquiópodos que determinan una edad Frasnense. La potencia de la formación en la localidad tipo es de 28 m (Hallet, 2002).

En el dominio estricto de la estratigrafía secuencial, Blanpied y Rubino (2000) identifican el HST de su secuencia deposicional 4 que incluye capas de tormentas y ripples de ola en alternancia con limolitas. La secuencia deposicional 5 se inicia con una brecha poligénica o *lag* de cantos que representan la fase subaérea del LST con un posterior desarrollo de cuerpos arenosos del TST relacionados con un complejo litoral en el que se encajan ensenadas mareales entre los ambientes de *shoreface* y playa.

Siguiendo en el área de Sabha, y superponiéndose a la Formación Quttah fue definido el siguiente ciclo, el cuarto, denominado Formación Dabdab. La secuencia está formada por una alternancia de arcillas y areniscas ferruginosas de grano fino, con un estrato de 2 m a techo de oolitos ferruginosos que representa uno de los principales depósitos de hierro de Wadi ash Shati (Arco de Gargaf). La edad también en función de la fauna de braquiópodos ha sido determinada como Frasnense Superior. En cuanto a la estratigrafía secuencial, Carr (2002) interpreta que se trata de un cortejo de alto nivel del mar, HST 3. Blanpied y Rubino análogamente interpretan que los estratos de lutitas que encuentran en afloramientos de muy poco espesor en la parte sur del Arco de Gargaf corresponden a un HST de su secuencia deposicional 5. La secuencia deposicional 6 se desarrolla con un TST formado por parasecuencias de areniscas de grano fino muy bioturbadas con ripples de ola y estratificación cruzada *hummocky* separadas por horizontes ricos en hierro. La superficie de máxima inundación viene determinada por una sección condensada con abundante

bioturbación y sobre ella reposa una secuencia rica en rocas arcillosas con intercalaciones de arenisca que representan el HST. Hacia la parte superior de esta HST se deposita un estrato inusual de caliza con bivalvos ‘Bivalve Key Bed’ de Seidl y Röhlich (1984) que supone la base de la Formación Tarut.

El quinto ciclo es la Formación Tarut. La parte inferior está formada por arcillas laminadas que contienen pelecípodos, seguidos por limolitas que finalizan con un banco de cuatro metros de oolitos ferruginosos que es otra unidad del depósito de hierro de Wadi ash Shati, y que representa también un cortejo de alto nivel del mar (HST 3 de Carr). El espesor total de la formación es de 17 m y la edad atribuida es Fameniense. Precisamente, esta edad se asigna gracias a la rica paleoflora de la formación que contiene licofitas del tamaño de un árbol, en una localidad al sur de Tarut (Hallet, 2002), que ha atraído especialmente la atención por su abundante cantidad de raíces y troncos en su posición original y que ha sido llamado el ‘Jardín de Paul’. La secuencia deposicional 7 de Rubino y Blanpied (2000) transcurre en la Formación Tarut, identifican un TST con poco desarrollo con un *lag* transgresivo compuesto por areniscas conglomeráticas y conglomerados de la superficie de *ravinement*. El TST tiene un par de megaripples arenosos aislados que podrían corresponder a megaripples lunados típicos de un medio de alta energía en el shoreface. La superficie de máxima inundación se encuentra en algún lugar de una sucesión de margas, suceso que de forma local podría representar a un evento transgresivo global justo por debajo del límite Frasnense-Fameniense y que tras el cual se depositan lutitas negras. La parte inferior del HST corresponde a parasecuencias con predominio de un medio de tormenta variando de lutitas a areniscas bioturbadas de shoreface. La parte superior del HST coincide con tres parasecuencias de areniscas con oolitos ferruginosos mencionado más arriba que tienen una extensión regional y con la asociación de ichnofacies *Skolithos* que indica un medio marino somero tipo *shoreface* (Rubino y Blanpied, 2000).

Por último, el sexto ciclo se denomina Formación Ashkidah o también por algunos autores Formación Tahara. En la localidad tipo, en Sabha tiene un espesor de 27 m y yace en discordancia con la precedente Formación Tarut, esta discordancia Rubino y Blanpied (2000) la definen como discordancia angular pronunciada y la interpretan como un límite de secuencia, y además sugieren que podría pertenecer a la fase tectónica Acádica relacionada con los movimientos tectónicos pre-hercínicos, aunque por otra parte, admiten que otros autores relacionan esta discordancia con un

posible evento glacial de corta duración que coincide aproximadamente con el límite Frasnense-Fameniense y con cambios glacio-eustáticos del nivel del mar de gran amplitud. El ciclo comienza con arcillas limolíticas y con limolitas ferruginosas que finalizan con una capa de 2 m de espesor de oolitos ferruginosos, que también son extraídos como depósito de hierro en Wadi ash Shati. Los oolitos contienen impresiones de plantas licofitas. Un segundo subciclo está formado por areniscas masivas no ferruginosas que contienen braquiópodos. La formación abarca una asociación de mioesporas y acritarcos que indican una edad Devónico Superior, que probablemente supera el límite Devónico-Carbonífero (Fameniense-Tournaisiense). Las rocas superpuestas son las arcillas de la Formación Marar. Pertenece, como la Formación Tarut, al mismo cortejo de alto nivel del mar HST 3 de Carr (2002). Rubino y Blanpied (2000) asignan dos secuencias deposicionales para la Formación Ashkidah, las secuencias 8 y 9 de su investigación de la estratigrafía secuencial del Devónico Medio-Carbonífero Basal. El TST de la secuencia deposicional 8 incluye un *lag* de cantos que interpretan como superficie de *ravinement* de transgresión y sedimentación residual de playa, superpuesto por areniscas con estratificación planar a cruzada de bajo ángulo de *foreshore*, y gradualmente pasando hacia arriba a areniscas con ripples de ola de ambiente sedimentario *shoreface* superior. El HST consiste en capas finas arenosas de tormenta y horizontes con ripples de ola con limolitas depositadas en una plataforma interna. Este ambiente gradualmente pasa a areniscas de tamaño de grano más grueso con ripples de ola y estratificación cruzada *hummocky* de ambiente de sedimentación *shoreface*. La secuencia deposicional 9 de Rubino y Blanpied (2000) comienza con una superficie de *lag* de cantos transgresiva de playa y una parte basal del TST con canales mareales en una primera unidad y una segunda unidad separada de la subyacente por una superficie de *ravinement* de ola con *lag* de cantos formado por areniscas de *shoreface* con estratificación cruzada *hummocky*. El TST está superpuesto por series progradantes del HST con un marcado *downlap* formado por clinofomas de lutitas cubiertas con intercalaciones de niveles de arenisca que presenta estratificación cruzada *hummocky* todo ello interpretado por Rubino y Blanpied (2000) como una rampa dominada por tormentas o episodios esporádicos de alta energía. En otra sección más completa estos mismos autores estudian el HST y encuentran una lutita basal intercalada por areniscas con ripples de ola y *burrows* verticales (tipo *Tigillites-Skolithos*), y éstos pasan gradualmente a areniscas de grano medio con estratificación cruzada *hummocky/ swaley* o laminación

paralela de bajo ángulo. Todo ello apuntando a un sistema dominado por olas y tormentas, transitando desde plataforma interna a un medio de playa.

La subdivisión de la Formación Awaynat Wanin ha sido descrita en el flanco sur del Arco de Gargaf desde Idri hasta Al Fuqaha (entre otros, Rubino y Blanpied, 2000), sin embargo esta subdivisión no ha sido extendida a ningún área vecina. La formación de un modo genérico es definida como las rocas existentes entre la Formación Wan Kasa y la Formación Marar. En el flanco norte del Arco de Gargaf, estos ciclos son bastante evidentes en campo y se presentan como secuencias repetitivas que en algunos casos permiten seguir en la vertical de un mismo afloramiento dos y hasta tres ciclos (Figura 24).

El centro de la Cuenca de Murzuq fue objeto de inversión tectónica y truncamiento durante el Devónico Medio como respuesta a un escenario paleogeográfico que se discutirá en el apartado 4.4. Sobre la superficie resultante de este evento se depositó la Formación Awaynat Wanin. Sin embargo, en el oeste de la Cuenca de Murzuq, la Formación Awaynat Wanin no aparece en todo el margen. El ciclo Eifeliense, Formación Bí'r al Qasr, está ausente sobre gran parte de la Cuenca, como resultado de la máxima intensidad alcanzada por la inversión tectónica en la base del Givetiense. El segundo ciclo, Formación Idri, por el contrario sí se extiende por gran parte del sur de la cuenca al menos hasta el pozo H1-NC 58. Las Formaciones del Frasnense, Qutah y Dabdab, se apoyan en onlap sobre la Elevación de Brak-Bin Ghanimah (Figuras 4 y 5), y por último la isla restante del Alto de Tiririne no fue cubierta hasta el Fameniense. En la estructura D del bloque NC-186 cerca de Ubari, también se encuentran abruptas divergencias en el espesor en la Formación Awaynat Wanin dentro de estructuras de pocos kilómetros de amplitud pasando de 300 m a 100 m en pozos próximos, creo que debido a la inversión tectónica del Devónico Medio. Sobre este último aspecto, se constata la inversión en un afloramiento visitado en el pueblo de Al Awaynat donde se observa la inversión en una falla con doble juego en el movimiento distensión-compresión (Figura 27).

En la parte central de la cuenca, en otra concesión, la NC-58, De Castro (en Hallet, 2002) estudiando la sedimentología de la Formación Awaynat Wanin demostró la presencia de facies asociadas a deltas, canales mareales, barras, tempestitas y *hardgrounds* relacionados con etapas de baja sedimentación. En el flanco este de la Cuenca de Murzuq también aflora la Formación Awaynat Wanin, desde el Surco de Dur al Qussah hasta Mourizidie. El espesor es bastante constante

entre 100 m a 150 m, pero aumenta hasta los 300 m en el Surco de Dur al Qussah, en donde se presenta en areniscas de estratificación cruzada masiva con huellas fósiles y restos de plantas. La parte inferior es de medio continental pero la superior presenta algunos intervalos marinos.

Durante el depósito de la Formación Awaynat Wanin el régimen sedimentario transita desde cortejo transgresivo (TST) a cortejo de alto nivel del mar (HST), con progradación proximal-distal desde la Cuenca de Al Kufrah hacia la Cuenca de Murzuq en dirección ESE-WNW.



Figura 24. Ciclos (Formaciones) del Grupo Awaynat Wanin en el flanco norte del Arco de Gargaf indicados por las barras blancas verticales, 28° 28'13.92"N 12° 40'55.55"E. Fotografía A. Bretones, 2006.

4.2.4. CARBONÍFERO

El Carbonífero viene marcado por el contexto paleogeográfico en el que Gondwana Noroccidental y Laurasia colisionan y forman Pangea. Este evento orogénico produce compresión, elevación y la creación gradual de antiformas y sinformas intracratónicas de dirección suroeste-noreste que afectarán a la sedimentación durante el Carbonífero.

El Carbonífero Inferior está dominado por ambientes deltaicos y neríticos internos. Hacia el Namuriense Superior se depositan carbonatos que reflejan la última

incursión marina del Paleozoico, y en el Carbonífero Superior las rocas forman parte de ambientes continentales. Al final del Carbonífero, la mayor parte de Libia estaba emergida y estaba siendo erosionada y penillanurizada (Hallet, 2002).

4.2.4.1. Formación Marar

La Formación Marar fue definida por vez primera por Lelubre en 1948 en referencia a una sección tipo en Qararat al Marar al noroeste del Arco de Gargaf. En la localidad tipo se distinguen hasta 50 ciclos apilados de arcillas limolíticas, limolitas micáceas y cuarzoareniscas feldespáticas. Las arcillas son gris verdosas, limolíticas y yesíferas, las areniscas y limolitas son ferruginosas y a menudo con marcas de ripples. Las areniscas son a veces conglomeráticas en la base, con estratificación cruzada y contienen braquiópodos y pelecípodos. El contacto con la subyacente Formación Ashkidah o Tahara se reconoce por el tránsito de rocas arenáceas en el techo de la Formación Ashkidah a rocas mucho más arcillosas en la base de la Formación Marar (Parizek *et al.*, 1984).

La edad atribuida es Viseense Inferior a Viseense Superior, la extensión en el tiempo hasta el Serpukhoviense Superior asignada por Belhah en la parte suroeste de la Cuenca de Ghadames es difícil de sostener, teniendo en cuenta las evidencias palinológicas presentadas por El-Harbi (2000) que con una rica asociación de palinomorfos muy bien preservados en el tramo superior del miembro superior de la Formación Marar demuestra una edad Viseense Superior.

El espesor total es de 400 m y el contacto con la Formación Awaynat Wanin es discontinuo. Gundobin (1985) divide la secuencia en la localidad tipo en dos miembros distinguidos por potentes ciclotemas y un progresivo aumento en el contenido en arcilla en el miembro superior. El miembro inferior está formado por 35 a 40 ciclos que oscilan en espesor entre 3 m a 15 m, el miembro superior comprende 9 ciclos con espesores entre 25 m a 35 m. Según Whitbread y Kelling (1982), la parte inferior corresponde a un ambiente deltaico con predominio fluvial, y la parte superior está dominada por facies asociadas a olas y con estratificación cruzada *hummocky* hacia techo que indicaría predominio de facies tempestitas.

En el flanco oeste de la Cuenca de Murzuq, la Formación Marar puede ser cartografiada desde Tikiumit hasta Níger. En esta área la Formación Marar yace en

contacto discontinuo sobre la Formación Wan Kasa en el sur, y progresivamente yace sobre formaciones más antiguas hacia el norte indicando una significativa erosión precarbonífera sobre el flanco del Arco de Gargaf. El espesor medio es de 200 m y el techo contiene carbonatos, llamados Horizonte de *Collenia*, que son estromatolitos formados por algas que conforman un estrato de unos 20 m de espesor (Figura 25). El contenido en arenas incrementa considerablemente hacia el sur. En la zona de Al Awaynat existe una abundante paleoflora que sugiere una edad Viseense (Hallet, 2002). La parte media contiene también abundante fauna de braquiópodos y pelecípodos. En la zona de Idri, Parizek *et al.* (1984) destacan entre los braquiópodos como el de más abundante presencia *Saharonetes saharensis*, y *Bifungites Fezzanensis* como la huella fósil más frecuente, especialmente hacia la base de la Formación Marar, además de crinoideos (fragmentos columnares), gasterópodos y pelecípodos (pectinoideos).

Hacia la parte superior de la formación, Seidl y Rohlich (1984) destacan una escasa diversificación en la asociación de braquiópodos con predominio de *Dictyoclostus cf. semireticulatus* en calizas coquinoideas. En cuanto a la sedimentología, en la concesión NC-115 se han descrito para la Formación Marar ambientes de canal fluvial, frente deltaico y prodelta (Aziz, 2000).

Otro dato relevante es la ausencia del horizonte *Collenia* hacia el suroeste de la cuenca, esta ausencia quizá tenga su explicación en la posición paleogeográfica de Gondwana acercándose en el Carbonífero al Polo Sur. Más al norte en la cuenca, en la parte sur del Arco de Gargaf en la zona de Idri, Sabha y Al Fuqaha, la Formación Marar se deposita con un notable aumento en el contenido en carbonatos. En el área de Sabha, dolomías brechificadas y calizas con coquinas ocurren dentro de la secuencia Marar y contienen ricas faunas de braquiópodos, crinoideos y gasterópodos, mencionados más arriba, de edad Viseense. En el área de Dur al Qussah, la formación aparece dividida en una unidad inferior lutítica con un conglomerado basal con fragmentos de huesos fósiles (Hallet, 2002), seguido por una alternancia cíclica típica de la Formación Marar de areniscas y lutitas con restos de plantas. La sección total tiene 380 m, y más al sur gana espesor hasta 570 m y con carácter más continental hacia la frontera con Níger.

La Formación Marar junto con el tramo inferior de la superpuesta Formación Assedjefar representa, según Carr (2002), un cortejo sedimentario transgresivo (TST 4) que se reconoce por el retroceso de las facies deltaicas hacia el ESE entre el

Tournaisiense y el Viseense, representando el límite inferior la superficie de máxima regresión de la secuencia NA4 (*North Africa 4*) entre el Devónico y el Carbonífero, y terminando con el límite superior, formado por la superficie de máxima inundación (MFS 4), entre el Viseense y el Serpukhoviense. Las aportaciones de sedimentos detríticos, al contrario que la tendencia general de sur a norte, son facies proximal-distal de norte a sur desde el Arco de Gargaf hacia la Cuenca de Murzuq. Tan sólo interrumpiéndose hacia el final del ciclo transgresivo, para pasar a depósitos de plataforma carbonática.



Figura 25. Horizonte de *Collenia* al este de Al Awaynat (Serdeles), 25°49' 8.8"N 10°39' 39.9"E. Foto Derecha, detalle del recuadro de la foto Izquierda. Fotografías, A. Bretones, 2006.

4.2.4.2. Formación Assedjefar

La Formación Assedjefar fue definida en 1952 por Lelubre para una secuencia deltaica y marina somera en rocas en continuidad con la Formación Marar en Hamadat Tanghirt en el sur de la Cuenca de Ghadames. Posteriormente, Collomb designó una localidad tipo 80 Km al oeste de Awaynat Wanin en el margen oeste de la Cuenca de Murzuq. En el área tipo hay una rápida transición desde el este con rocas más arenosas de grano grueso, con estratificación cruzada y restos de madera fósil, hacia el oeste mucho más lutítico. En ambas áreas, la secuencia culmina con intervalos margosos y pasadas de calizas.

En la cartografía del mapa geológico de Libia, Berendeyev (en Hallet, 2002) encontró al menos cuatro ciclos incompletos y truncados de calizas arcillosas, limolitas y areniscas con estratificación cruzada y ocasionales intervalos de conglomerados. El espesor total es de 120 m. Además, distinguió dos miembros

separados por una discontinuidad menor delimitada por un conglomerado. La Formación Assedjefar contiene ricas faunas de braquiópodos, pelecípodos, corales y foraminíferos. El miembro inferior contiene faunas indicativas del Viseense, mientras que el miembro superior tiene una edad Serpukhoviense. La formación ha sido cartografiada en el flanco norte del Arco de Gargaf, estos afloramientos confirman la naturaleza cíclica de la Formación Assedjefar con rápidos cambios de facies. La sedimentación tuvo lugar en un medio de lagoon con baja energía y con aportes eventuales de sedimentos terrígenos. En Hasi Anjiwal, se reconocen siete ciclos con un espesor total de 140m. Ciertos horizontes tienen valores anormalmente altos de radiactividad por Uranio, que proceden de cenizas volcánicas.

En el flanco oeste de la Cuenca de Murzuq, la formación puede ser seguida hasta el sur de Anay (Figura 3). De norte a sur la secuencia es granodecreciente y estratocreciente, que además conlleva un cambio de facies, de clástico en el norte a facies más carbonáticas en el sur, lo cual parece indicativo de una secuencia regresiva al contrario de lo que sucedía en la Formación Marar que era transgresiva. Según Carr (2002), que analiza el segundo orden (decenas de Ma) de la estratigrafía secuencial de África del Norte, la superficie de máxima inundación (MFS 4) se sitúa entre el Viseense y el Serpukhoviense como ya se ha mencionado anteriormente. Esta superficie representa el comienzo de la deposición del tramo superior de la Formación Assedjefar y da inicio a un cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST).

4.2.4.3. Formación Dimbabah

La Formación Dimbabah representa el último pulso marino Carbonífero preservado en Libia. Contiene principalmente rocas carbonáticas originalmente definidas por Lelubre, y posteriormente con mayor detalle por Collomb que sin embargo no designó una sección tipo (Hallet, 2002).

En el área de Hamadat Tanghirt, donde trabajó Lelubre, por encima de la Formación Assedjefar aflora una unidad inferior compuesta por arcillas yesíferas, pasadas de limolitas, y calizas arcillosas en láminas que contienen el alga estromatolítica *Collenia* cerca de la base. Este horizonte es diferenciable de los estromatolitos de la Formación Marar porque son de un color más claro y más blandos, aunque su distribución es parcheada sin embargo es persistente y se

encuentra en la Cuenca de Jadu, al sur, en Níger. La unidad superior está formada por dolomías y calizas dolomíticas, intercaladas con arcillas y limolitas. El espesor total de la formación es de 65 m, y el ambiente de depósito se interpreta como plataforma interna somera con periodos de evaporación, y aportes continentales restringidos de rocas clásticas. En el reexamen del área de Berendeyev (en Hallet, 2002), no menciona la aparición del Horizonte *Collenia*, pero sin embargo sí encuentra una rica fauna de braquiópodos, equinodermos y gasterópodos, que le permiten datar la unidad inferior como Bashkiriense, y la unidad superior Moscoviense, Kasimoviense y Gzheliense. La edad Gzheliense aún no ha podido ser confirmada en ninguna otra parte, si esta datación es fiable supondría un importante salto en la duración de la Formación Dimbabah, porque hasta entonces se creía que no superaba el Moscoviense y que estaba restringida al Bashkiriense-Moscoviense.

Al oeste del Arco de Gargaf, la formación aflora en Qararat al Marar, Hasi Anjiwal y Bír Anzawa donde promedia 120 m de espesor. En esta zona sí aparece el Horizonte *Collenia* y las arcillas contienen cantidades significativas de yeso y halita. En la parte media de la formación aparece una arenisca oolítica normalmente de pocos metros de espesor, aunque en la zona de Al Awaynat alcanza los 30 m, esta arenisca además contiene analcima⁵. El horizonte de analcima contiene 13 ppm de Torio. El espesor de la Formación Dimbabah como ya se ha mencionado más arriba es de 120 m, aunque hacia el sur en la zona de Anay, tan sólo aparecen los 30 m basales porque la parte superior fue erosionada en el post-Carbonífero (a menudo conocido también con el nombre de Post-Tassiliense). La fauna comprende conodontos, corales y braquiópodos, con una edad Bashkiriense-Moscoviense.

En el flanco oeste de la Cuenca de Murzuq aflora la formación desde Tikiumit hasta el confín con Níger. El espesor disminuye hacia el sur desde 110 m en Wadi Irawan hasta 25 m en Anay debido a la erosión post-Carbonífera. La formación mantiene su carácter calcáreo, con el horizonte de *Collenia* a la base y ocasionalmente contiene *Lumaquella* y fragmentos de conchas. Los aportes de rocas clásticas están limitados a limolitas marrón rojizas de grano fino y a microconglomerados esporádicos. La secuencia es característica de cuenca somera de evaporación. Las dolomías son frecuentes y también aparecen lentes de celestina dentro de los carbonatos (Protic, 1984).

⁵ La analcima es una zeolita que en su forma estratificada es característica de lagos alcalinos, por el contrario otras investigaciones prefieren atribuirle a este mineral un origen volcánico.

En el subsuelo de la Cuenca de Murzuq el espesor es variable desde 20 m a 120 m. De los datos sedimentológicos extraídos de sondeos lo más notable es que hay una gradual transición desde ambientes de plataforma marina abierta somera en el norte a ambientes más evaporíticos y de plataforma confinada en el sur. Los datos palinológicos, por otra parte, señalan una edad Bashkiriense-Moscoviense en muestras de sondeos (donde la parte superior está erosionada).

En el flanco este de la Cuenca de Murzuq, Klitzsch trabajó en afloramientos de los que informó sobre alternancias rítmicas de margas, calizas y dolomías, que contenían braquiópodos y nautiloideos de edad Serpukhoviense a Moscoviense. La formación ha sido trazada hacia el sur hasta la parte este de Níger donde efectivamente aumenta progresivamente el carácter evaporítico. El Horizonte de *Collenia* persiste en asociación con depósitos de yeso.

4.2.4.4. Formación Tiguentourine

La Formación Tiguentourine representa el evento final regresivo de la sedimentación Carbonífera antes de la culminación de la orogenia Hercínica. En el Kasimoviense y Gzeliense, es decir a finales del Carbonífero una regresión marina de primer orden era predominante y gran parte del territorio líbico estaba emergido.

El ambiente de depósito comienza con secuencias marinas someras en la Cuenca de Murzuq, pero rápidamente son desplazadas por facies continentales, fluviales y de lagoon. Estas rocas forman parte de una potente secuencia continental que se deposita desde la elevación hercínica de finales del Carbonífero hasta la transgresión marina del Cretácico Medio. En Argelia, estas rocas son muy abundantes y se reúnen en un amplio grupo llamado Post-Tassiliense por Kilian (en Hallet, 2002). Posteriormente, este grupo es subdividido por Lapparent y Lelubre en tres formaciones, Tiguentourine, Zarzaitine y Touratine. Estas rocas se encuentran profusamente desarrolladas en el Arco de Tikemboka, en el límite entre Argelia y Libia alrededor de Edjele.

La Formación Tiguentourine en la localidad tipo en el sur de la Cuenca de Ghadames comprende 80 m de arcillas rojizas dolomíticas con yeso, intercaladas con calizas y dolomías que contienen ostrácodos, y pasadas de areniscas. También ha sido cartografiada en el límite de cuenca Ghadames-Murzuq en Bír Anzawa donde se han

descrito 23 m de limolitas yesíferas rojas y verdes, con un nivel de 6 m en la mitad de la secuencia de yeso masivo y anhidrita. La edad asignada por Protic (1984) fue Carbonífero Superior, pero dataciones en el noroeste de la Cuenca de Murzuq sobre datos palinológicos sugieren una extensión hasta el Pérmico Inferior.

De acuerdo con las investigaciones de campo para la cartografía geológica de Libia, la Formación Tiguentourine no aflora en el margen occidental de la Cuenca de Murzuq donde la Formación Dimbabah subyace directamente bajo la Formación Zarzaitine del Triásico, es decir existe un hiato sedimentario. Sin embargo, sí está presente en el subsuelo de la Cuenca de Murzuq y ha sido perforada por sondeos petrolíferos siendo lo más destacable los 533 m de espesor en el pozo A1-73. Más al sur en los pozos de Braspetro, también aparece la Formación Tiguentourine, con una parte inferior de ambiente marino y edad Carbonífero Superior, y una parte superior continental y de edad Pérmico Inferior. En el flanco este de la Cuenca de Murzuq también aparece una potente secuencia de areniscas continentales pero sin datar.

Desde el Serpukhoviense hasta el Gzeliense según Carr este ciclo pertenece al cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST 4) que abarcaría a parte de la Formación Assedjefar, la Formación Dimbabah y la Formación Tiguentourine. Las facies proximales progradan gradualmente hacia el interior de la cuenca, en general en dirección ESE-WNW desde la Cuenca de Al Kufrah hacia la Cuenca de Murzuq y otra segunda tendencia proximal-distal se sitúa desde el oeste de la plataforma del Sahara hacia el centro de la plataforma del Sahara y la Cuenca de Murzuq. Este ciclo termina con la orogenia Hercínica.

4.2.5. PERMICO

La Formación Tiguentourine se extiende hasta el Asseliense en el Pérmico Inferior. De ahí en adelante el Pérmico se encuentra muy fragmentado debido a la Orogenia Hercínica. Prácticamente toda Libia a excepción de Cirenaica (cuadrante noreste de Libia) queda emergida y bajo condiciones continentales hasta el Cretácico Medio. Nuevas estructuras tectónicas quedan sobre-impuestas determinando un régimen tectosedimentario netamente distinto. En la Cuenca de Murzuq el cálculo establecido para la elevación tectónica oscila entre 300 m a 2.000 m. Durante este periodo las secuencias Paleozoicas y Precámbricas quedan expuestas y sujetas a

fuertes procesos de erosión y se depositan por otra parte, potentes sucesiones de sedimentos aluviales, fluviales y lacustres, en general continentales en las recién formadas cuencas de interior. Durante el Pérmico Superior, la línea de costa del Prototethys quedó delimitada cerca de la cresta de la Elevación de Jabal Nafusah (en la parte más noroccidental de Libia), al norte de la cual se depositan sedimentos marinos en la Cuenca de Jifarah. En el centro de la Cuenca de Murzuq se han realizado investigaciones palinológicas en numerosos sondeos. Hay una amplia zona de rocas pérmicas continentales que aumentan progresivamente en espesor de oeste a este, desde 300 m hasta 600 m en el pozo B1-NC 101 (Hallet, 2002).

4.3. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE LA CUENCA DE MURZUQ

Carr (2002) propone para el Paleozoico de África del Norte (NA, *North Africa*) una división de cinco secuencias de segundo orden es decir de un rango de tiempo de decenas de Ma, para lo cual identifica los principales eventos de transgresión y regresión en esta región, y asigna una importancia relativamente menor a la tectónica durante el Paleozoico al calificar las condiciones tectónicas de relativamente estables durante gran parte del Paleozoico. Durante el Paleozoico Inferior, Gondwana se mantuvo como un margen pasivo y agrupado y cerca del Polo Sur, y no fue hasta el Devónico Superior-Carbonífero Superior cuando empezó a disgregarse en cuencas *foreland* e intracratónicas como consecuencia de la colisión con Laurusia. Indica que varios pulsos glaciares actuaron durante el Ordovícico y asigna una importancia mayor a las glaciaciones sobre el nivel del mar relativo y la topografía, y por tanto un origen glacio-eustático de la curva del nivel del mar para el norte de África en contraposición con el Paleozoico de América del Norte que fue afectado por diversas orogenias. Carr identifica cinco secuencias de segundo orden, NA1 Cámbrico Inferior a Ordovícico Superior, NA2 Ordovícico Superior a Silúrico Superior, NA3 Devónico, NA4 Carbonífero y NA5 Pérmico, éste último muy sucintamente. Para las secuencias NA1- NA4 define límites de secuencia, superficies de máxima inundación y cortejos sedimentarios.

Hallet (2002) propone para el Cámbrico tardío- Ordovícico de la Cuenca de Murzuq tres megasecuencias transgresivas, a saber, Hasawnah-Ash Shabiyat, Hawaz-Melaz Shuqran, y Mamuniyat.

En la Cuenca de Murzuq estudios sedimentológicos en la concesión NC-186 (informes internos de Repsol) definen al menos una secuencia deposicional en el Paleozoico Inferior. Identifican una primera secuencia que coincide con la Formación Ash Shabiyat y la parte inferior de la Formación Hawaz, esta secuencia se reconoce sobre todo en la zona oeste y suroeste de la Cuenca de Murzuq que además son las que más descubrimientos de petróleo están ofreciendo, y que representan una etapa de cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST) y cortejo transgresivo (TST). Geológicamente, es una sucesión granodecreciente que culmina en una secuencia de poco espesor de aspecto conglomerático y con cortejos donde dominan las parasecuencias retrogradantes. La secuencia superior se asocia a la parte superior de la Formación Hawaz y representa un cortejo de alto nivel del mar que transita desde una plataforma propensa a las arenas con dominio mareal a medios costeros tipo *shoreface* dominados por olas y con parasecuencias generalmente progradantes.

Ramos *et al.* (2006) dividen la Formación Hawaz del Ordovícico Medio en cinco secuencias deposicionales de tercer orden de duración aproximada, cada una de las secuencias deposicionales, de unos 2 Ma. Al igual que Rubino y Blanpied (2000) en su estudio sobre el Devónico, no identifican los cortejos de bajo nivel del mar (LST). De modo general, en los cortejos transgresivos (TST) identifican unos límites inferiores como superficies de *ravinement* de marea o límites de secuencia, mientras que los límites superiores son superficies de máxima inundación. Estos cortejos sedimentarios transgresivos (TST) están constituidos por un depósito de marea transgresivo temprano, separado por una superficie de *ravinement* de olas de los depósitos dominados por tormenta en el transgresivo tardío. Los cortejos de alto nivel del mar (HST) están formados por areniscas de *shoreface*-playa bioturbados que registran progradación de la línea de costa hacia el mar. Finalmente, relacionan estas cinco secuencias deposicionales con la parte basal del ciclo NA1 de segundo orden de Carr (2002) para el Paleozoico del norte de África.

Otro estudio del Ordovícico Superior de El-ghali (2005) encuentra tres secuencias deposicionales, la primera coincide con la Formación Melaz Shuqran, la segunda corresponde a las partes inferior y media de la Formación Mamuniyat y la tercera a la parte superior de la Formación Mamuniyat. El reconocimiento de estas

secuencias deposicionales es complicado al entrar en juego otro factor como la glaciación que añade una dificultad más, en especial la tasa de bajada/subida del nivel del mar con el avance glaciario, es decir la relación entre la bajada del nivel del mar producida por el paso del agua de estado líquido a hielo y la subida del nivel del mar que conlleva la carga isostática sobre la plataforma continental. Sin embargo, McDougall y Martin (2000) no coinciden en la secuencia deposicional 2 del Ordovícico Superior de El-ghali (2005) y dividen ésta en tres secuencias deposicionales. El motivo de divergencia es que El-ghali no considera como límites de secuencia superficies de erosión subglacial que interpreta como avances glaciares locales de áreas proximales.

Rubino y Blanpied (2000) estudian el periodo desde el Devónico Medio al Tournaisiense (Carbonífero Inferior) de la zona sur del Arco de Gargaf, e identifican nueve secuencias deposicionales entre dos discontinuidades, la inferior en la base de la sucesión que reconocen como caledónica, que sería equivalente al hiato del Devónico Inferior y la superior que denominan Pre-Tournaisiense Medio, dichas secuencias no coinciden necesariamente con las formaciones que corresponden a este intervalo de tiempo y van desde la secuencia deposicional 1 en el Eifeliense, secuencias 2 y 3 del Givetense, secuencia 4 del Givetense-Frasniense, secuencias 5, 6 y 7 del Frasniense hasta las secuencias deposicionales 8 y 9 en el Fameniense. Aunque, por otra parte, los mismos autores advierten sobre las incertidumbres relacionadas con las edades asignadas por la escasez de información bioestratigráfica. Finalmente, basado en su estudio sobre las secuencias deposicionales proponen una división de segundo orden en dos ciclos transgresivos-regresivos, el primer ciclo incluye las secuencias deposicionales 1 a 5 y el segundo ciclo las secuencias deposicionales 6 a 9.

En la actualidad, los estudios en el campo de la estratigrafía secuencial van encaminados a descifrar mediante aspectos que se centran en la bioestratigrafía los componentes de tercer orden (1-3 Ma) de la estratigrafía secuencial que con mayor precisión caracterizarán esta región del norte de África.

4.4. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MURZUQ

Las evidencias sedimentológicas han demostrado que el Arco de Gargaf es una estructura hercínica, y que por tanto durante el Paleozoico Inferior la Cuenca de Murzuq estaba abierta hacia el norte. Las mediciones de paleocorrientes de Selley (en Hallet, 2002) han evidenciado que no fue hasta el Mesozoico cuando la cuenca quedó cerrada al norte. La historia tectónica de la Cuenca de Murzuq tiene tres fases principales. En el Paleozoico inferior, la cuenca estaba formada por surcos y elevaciones de dirección noroeste-sureste abiertos hacia el norte. Durante la fase tectónica del Devónico Medio, una más extensa Cuenca de Murzuq quedó establecida, todavía abierta al norte, y por último, durante la orogenia Hercínica con la formación del Arco de Gargaf la Cuenca de Murzuq quedó prácticamente incomunicada por la apertura norte con la Cuenca de Ghadames. Durante el Pérmico y el Cretácico Superior-Paleoceno, pueden ser identificados dos periodos principales de subsidencia, seguidos de períodos de elevación en el Pérmico Tardío y el Cenozoico Tardío. La magnitud del evento Pérmico es difícil de establecer, debido a que las evidencias estratigráficas han sido borradas por la erosión (Davidson *et al.*, 2000; Aziz, 2000).

En cualquier caso, basándose en datos de imágenes Landsat parece que el basamento podría estar caracterizado por un gran desarrollo de fallas de desgarre formadas como resultado de los esfuerzos intraplaca, que habrían condicionado enormemente la posterior evolución tectónica de la Cuenca de Murzuq. Si bien la Formación Hasawnah del Cámbrico está ausente en el Arco de Tihemboka al oeste de la Cuenca de Murzuq, haciendo pensar que este área estaba emergida en esa época, en general se encuentra una buena continuidad de las rocas del Cámbrico Tardío-Ordovícico en la Cuenca de Murzuq, que pueden ser divididas en tres megasecuencias transgresivas de segundo orden: Hasawnah-Ash Shabiyat, Hawaz-Melaz Shuqran y Mamuniyat (Hallet, 2002).

Sin embargo, Carr (2002) que divide el Paleozoico del Norte de África en cinco secuencias de segundo orden (de NA1 a NA5) prefiere, según el modelo de estratigrafía secuencial, asignar Hasawnah al cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST 1), Ash Shabiyat al cortejo transgresivo (TST 1), Hawaz y Melaz Shuqran al cortejo de alto nivel del mar (HST 1), y Mamuniyat al cortejo de bajo nivel (LST 2), los números corresponden a dos de los cinco ciclos de segundo orden que asigna

para el norte de África y que correlaciona con las de la Placa Arábiga. Estando la secuencia Mamuniyat delimitada por el episodio tectónico Caradociano, que queda reflejado en una amplia discordancia erosional situada en la base de la Formación Mamuniyat. Esta etapa de deformación sería menor y difícil de explicar paleogeográficamente, el único marco que podría justificar dicho evento tectónico es el propuesto por Stampfli *et al.* (2002), que estiman un evento de breve duración en el Ordovícico (aunque no lo delimitan con más precisión) siendo el resultado de la subducción de los océanos Reico y Prototethys bajo Cadomia y otros bloques peri-Gondwánicos al este de Avalonia en la parte norte de Gondwana, esta etapa compresiva habría causado un efecto de plegamiento flexural por tensiones horizontales en la litosfera o más en general de movimientos epirogénicos desencadenantes de la etapa tectónica Caradociana. Davidson *et al.* (2000) en el bloque NC-174 observan fallas inversas en secciones sísmicas reflejo de la dinámica tectónica compresiva-transpresional, con engrosamiento del bloque inferior de falla y depredación del bloque superior, en concreto de la Formación Mamuniyat durante el Ordovícico Superior, desplazamiento que estiman superior a 100 m en las fallas mayores.

Hallet (2002) plantea que las discontinuidades locales de la secuencia Ordovícica aparecen como expresión última de la orogenia Pan-Africana. En Libia esta última fase se plasma en una alineación estructural noroeste-sureste a norte-sur, que responden probablemente al sistema de fallas noroeste-sureste de la fase final de la orogenia Pan-Africana durante el Cámbrico, en el que queda enmarcada la Cuenca de Murzuq flanqueada por la Elevación de Tihemboka al oeste y la Elevación de Trípoli-Tibesti al este y que controlan la sedimentación durante el Paleozoico Inferior. Durante este periodo los *terrane*s de Avalonia y Cadomia se separan de Gondwana e inician su migración hacia el norte.

Gondwana se forma hacia los 550 Ma con un núcleo formado por África, Arabia, Madagascar, India, la mayor parte de Antártica, la mayor parte de Australia, Nueva Guinea y gran parte de Sudamérica (Cocks y Torsvik, 2002). Parece evidente que durante el Paleozoico Inferior la Cuenca de Murzuq, que se encontraba en el margen pasivo de Gondwana Norte, estaba situada cerca del Polo Sur y por tanto susceptible de atravesar por condiciones glaciares/periglaciares. Las rocas periglaciares precisamente forman las mejores rocas almacén en la Cuenca de Murzuq. Los datos de afloramiento evidencian que las rocas Cambro-Ordovícicas

pierden espesor hacia el este en el Alto de Trípoli-Tibesti y el Alto de Haruj, que obviamente eran estructuras positivas durante el Cámbrico-Ordovícico, y sin embargo sí se encuentran secuencias bien desarrolladas Cambro-Ordovícicas en el Surco de Dur Al Qussah que es reconocida como una depresión entre las dos elevaciones anteriores. Coward y Ries (2003) sugieren que durante el Arenig se produce *rifting* en la zona oeste de la Cuenca de Murzuq con apertura de surcos con dirección noroeste-sureste en un episodio de extensión, que en cualquier caso parece una extensión menor según los cálculos de Ramos *et al.* (2006). Previamente en el mismo sentido, Davidson *et al.* (2000) interpretan las secciones sísmicas del Campo Elefante (Figura4) en el bloque NC-174 como fallas normales extensionales de la secuencia Cambro-Ordovícica, con engrosamiento del bloque superior de falla y estiman en 100 m desplazamientos o extensiones menores.

También, en este mismo sentido se pronuncian Glover *et al.* (2000) que en su investigación sobre deformación de sedimentos blandos en un deslizamiento en el Arco de Gargaf encuentran que el deslizamiento (*slide*) objeto de estudio podría haber sido causado por la actividad de fallas lítricas de crecimiento sin-deposicional en el contacto entre las Formaciones Melaz Shuqran y Mamuniyat en el Ordovícico Superior aunque ellos mismos reconocen que la efectividad de este mecanismo es difícil de constatar.

La disgregación de los terrenos de peri-Gondwana (Cocks y Torsvik, 2002) comienza con la deriva de Avalonia en el Arenig. En contraposición con la hipótesis expresada más arriba sobre la presencia de las discontinuidades ordovícicas que se ligaban a estadios tardíos de la orogenia Pan-Africana, otra hipótesis sostiene que la formación del Océano Reico comenzó con el *rifting* a nivel continental de Gondwana durante el Cámbrico (Von Raumer *et al.*, 2003), con la disgregación de los *terrane*s perigondwánicos de Avalonia y Cadomia. Sin embargo, este mismo autor, en sintonía con Stampfli *et al.* (2002), propone que durante la separación de Avalonia y Gondwana durante el Ordovícico Inferior, la deriva de Avalonia es obstruida por los bloques continentales de Cadomia y los *Terranes* Alpinos más al este, este choque a su vez entre dos océanos el Reico al oeste y el Protothetys al este finalmente conduce a la subducción bajo Gondwana de los bloques continentales de Cadomia y da lugar al amalgamiento de fragmentos continentales y a arcos volcánicos en un pulso orogénico de breve duración durante el Ordovícico Medio. La formación de la cordillera resultante, durante el amalgamiento de la abortada dorsal oceánica

Reica/Prototethys bajo los terrenos de peri-Gondwana en el Ordovícico, finaliza con el colapso de las cordilleras formadas ya en el Ordovícico Superior y apertura posterior del rift que dará lugar a la apertura de Paleo-tethys desde el Silúrico. En base a estas consideraciones sobre este breve pulso orogénico del Ordovícico es en lo que se basan algunas investigaciones para afirmar que en la Cuenca de Murzuq se originó la discordancia Tacónica, y por eso precisamente aseguran que es difícilmente sostenible creer que la discordancia Tacónica se produjo sólo por variaciones glacio-eustáticas asociadas a la glaciación africana.

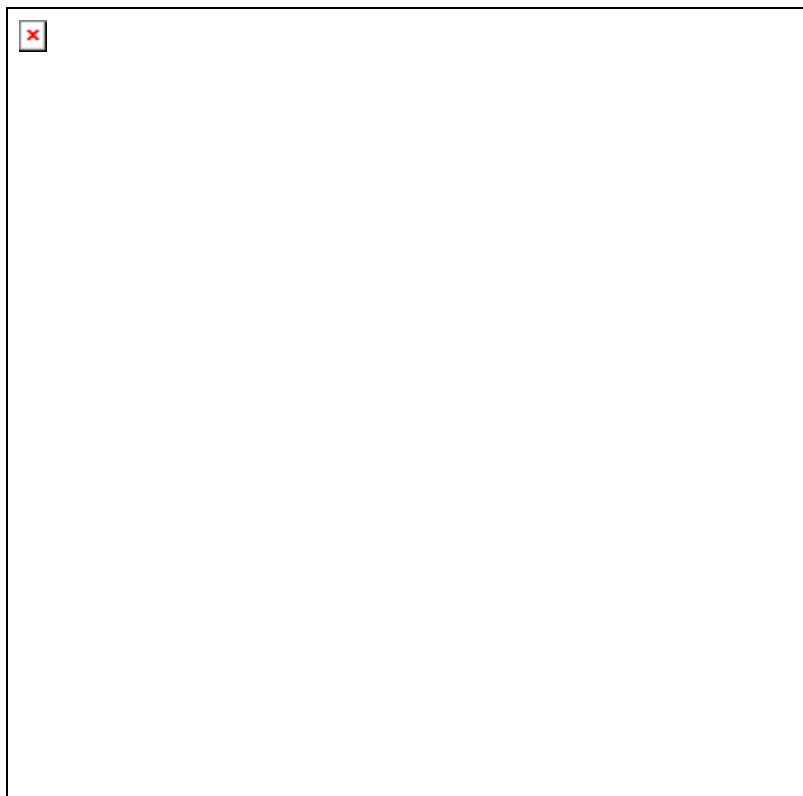


Figura 26. Mapa paleogeográfico mostrando la localización de la Cuenca de Murzuq y la extensión del casquete glaciario durante el Ordovícico Superior. El-ghali, 2005, Ghienne, 1998.

A partir de los 435 Ma (límite Ordovícico-Silúrico) hasta los 380 Ma (Devónico Medio), Gondwana comienza su deriva hacia el norte situándose en latitudes menos frías. El Silúrico está extensamente representado en la Cuenca de Murzuq por las lutitas radiactivas del Rhuddaniense (denominadas así porque muestran altos índices de radiactividad gamma, debido a Uranio) que se depositan en depresiones y valles de origen glaciario formados en superficie durante la breve glaciación del Ordovícico superior. Estos depósitos de Lutitas radiactivas se originan

en ambientes precedentes a los de inundación generalizada de la cuenca por condiciones marinas abiertas en los que se depositan lutitas negras de gran potencia que representan el más importante depósito Paleozoico de rocas madre de hidrocarburos en la Cuenca de Murzuq y en general en toda África del Norte. El gran espesor del Silúrico se debe, según Coward y Ries (2003), a subsidencia regional térmica después de la dinámica de *rifting* iniciada probablemente ya en el Cámbrico, es decir prácticamente desde la formación de Gondwana que ocurrió en torno a los 550 Ma (Cocks y Torsvik, 2002), de todas maneras en la parte oeste de la cuenca rápidos cambios de espesor podrían sugerir nuevos episodios de *rifting* local en el Silúrico.

Por el contrario, en el Alto de Brak-Bin Ghanimah en la zona noreste de la Cuenca de Murzuq el Silúrico está ausente, según Davidson et al. (2000) debido a la reactivación producida en la elevación del Alto de Brak-Bin Ghanimah durante los movimientos tectónicos del límite Silúrico-Devónico, ausencia que creen debida a la combinación de no depósito y erosión de la sucesión silúrica. Las condiciones transgresivas continúan, durante el Silúrico hasta el Silúrico Superior, momento en el que se depositan facies de tipo delta progradante, que en la Cuenca de Murzuq están representadas por la Formación Akakus. El final del Silúrico y el Lockoviense no están presentes y marcan un hiato sedimentario en el límite Silúrico-Devónico. Coward y Ries (2003) aprecian esta discontinuidad en el límite Silúrico-Devónico asignándola al Caledónico, que es más patente en los bordes de la cuenca (Echikh, 1998 en Hallet, 2002) y que además produjo el desplazamiento del depocentro hacia el este creando una nueva subcuenca. Davidson *et al.* (2000) consideran que esta discontinuidad tiene su origen en movimientos tectónicos de naturaleza compresiva y mencionan que un significativo engrosamiento de la sección Silurico-Devónica en fallas inversas del bloque NC-174 indica movimiento de falla sin-sedimentario en aquel periodo, y además indican que la orientación de las fallas es desde noroeste-sureste a norte-sur y también noreste-suroeste probablemente siguiendo orientaciones previas de la orogenia Pan-Africana. Echikh y Sola (2000) achacan a efectos locales de la fase orogénica Caledónica la elevación de la zona noreste de la cuenca y la práctica ausencia del Silúrico en este área, y creen que es el reflejo de la colisión entre el oeste de África y América del Norte. Sin embargo, Cocks *et al.* (2002) y Torsvik *et al.* (2004) en sus reconstrucciones paleogeográficas no aprecian esta

colisión en el límite Silúrico-Devónico y su marco tectónico no encaja con el propuesto por Echikh y Sola para justificar la fase orogénica Caledónica.

El Devónico está caracterizado por la inversión tectónica y erosión del Devónico Medio. El Devónico Inferior no está representado en el centro de la cuenca ni en el flanco sur del Arco de Gargaf (Rubino y Blanpied, 2000). La inversión tuvo lugar por etapas, empezando con una discontinuidad en la base del Eifeliense, y alcanzando el grado máximo con una discontinuidad regional en la base del Givetiense y finalizando con una menos extensa discontinuidad en la base del Frasniense. En la localidad de Al Awaynat ($25^{\circ} 46' 47.3''\text{N}$ $10^{\circ} 33' 17.9''\text{E}$) sobre rocas de la Formación Wan Kasa se distingue un sistema de fallas con características que responden a una inversión tectónica, es decir con un movimiento de compresión final que se superpone a una falla inicial de tipo directa. Finalmente sobre la superficie penillanurizada se deposita la Formación Awaynat Wanin (Figura 27).



Figura 27. Sistema de fallas de la inversión tectónica del Devónico Medio en la localidad de Al Awaynat, $25^{\circ} 46' 47.3''\text{N}$ $10^{\circ} 33' 17.9''\text{E}$. Fotografía A. Bretones, 2006.

La situación paleogeográfica podría responder a la colisión de Gondwana Occidental con Laurusia⁶ durante el Devónico Medio-Superior. Otros autores (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004) opinan que estos primeros estadios de deformación responden a la subducción bajo Gondwana Norte de un océano paleozoico, es decir a una etapa aún previa a la colisión. Una tercera visión (Stampfli *et al.*, 2002) apunta a *terrane*s disgregados de Laurusia/Avalonia que colisionan con Gondwana en el Devónico, antes de la colisión principal entre Gondwana y Laurusia en el Carbonífero Superior. Los datos regionales indican que el Arco de Tihemboka, al oeste, ya estaba emergido durante gran parte del Devónico. Las rocas del Devónico Medio y Superior se depositaron sobre la superficie erosionada generada por el truncamiento del Devónico Medio. El Alto de Tiririne estuvo emergente durante gran parte del Devónico Medio y Superior, y fue cubierto finalmente durante el Fameniense, de similar manera la Elevación de Brak-Bin Ghanimah se cubrió un poco antes, durante el Frasnense. La tectónica del Devónico Medio significa un momento de cambio porque marca el final de la dinámica tectónica del Paleozoico Inferior y el comienzo de la tectónica hercínica. Durante el Carbonífero las condiciones marinas persisten hasta el Moscovense. El Hercínico alcanza la mayor deformación durante el Carbonífero Superior, y produce grandes cambios en el estilo estructural del oeste de Libia, siendo entre ellos un importante rasgo la formación del Arco de Gargaf, que separa finalmente la Cuenca de Murzuq de la Cuenca de Ghadames, a partir de entonces tan sólo comunicadas por un estrecho corredor al oeste del Arco de Gargaf. El Arco de Gargaf se eleva por movimientos epirogénicos quedando por encima del nivel del mar hasta el presente y por tanto vulnerable a la erosión. En general, la deformación hercínica se caracteriza por un estilo estructural de dirección este-oeste a noreste-suroeste. De todas formas, en marcado contraste con las adyacentes Cuencas de Illizi y Ghadames donde se observa una discordancia angular muy pronunciada, y a pesar de la ausencia de erosión angular demostrable, una significativa sección estratigráfica no está presente en la discontinuidad hercínica en la Cuenca de Murzuq, con un consenso general sobre la ausencia total o casi total del Pérmico en esta cuenca (diversos autores, en Davidson *et al.*, 2000).

Desde el Pérmico hasta el Cretácico Medio prevalecen las condiciones continentales y enormes depósitos de arenas se acumulan, llegando en el centro de la

⁶ Laurusia se formó en el Silúrico Superior como resultado del amalgamiento de Laurentia, Avalonia y Baltica (Cocks y Torsvik, 2002)

Cuenca de Murzuq a presentar espesores de hasta 1.500 m. Estructuralmente, el marco actual de la cuenca es el resultado de los movimientos relacionados con el Devónico Medio (pre-Hercínico), Hercínico (Carbonífero Superior- Pérmico) y el Alpino (Paleógeno), aunque algunos autores también apuntan a la influencia que pudiera haber tenido el Caledónico durante el Silúrico Superior- Devónico Inferior.

4.5 EL SISTEMA PETROLÍFERO TANEZZUFT-MAMUNIYAT

Los descubrimientos de petróleo hasta la actualidad se estiman en 5.200 millones de barriles de los cuales 1.600 millones de barriles son recuperables, con 20 campos encontrados en la Cuenca de Murzuq que suman el 3.9% de las reservas en Libia. Hasta la fecha un único sistema petrolífero (Figura 29) ha sido encontrado aunque no se puede descartar que otros sean descubiertos en el futuro. Una característica crucial de la Cuenca de Murzuq y su sistema petrolífero es la deriva del depocentro a través del tiempo lo que ha influido enormemente en la madurez de la roca madre y en la distribución del almacén (Echikh y Sola, 2000).

El mejor almacén en la Cuenca de Murzuq es la Formación Mamuniyat, si bien existen otros alternativos como la Formación Hawaz o las areniscas del Devónico o Silúrico Superior que no presentan indicios favorables como almacén, es decir escasas manifestaciones de gas (Metano, Etano, Propano, Butano y Pentano) ni tampoco fluorescencias destacables (Figura 28). La Formación Mamuniyat está compuesta por cuatro tipos principales de facies (Echikh y Sola, 2000). En el centro de la cuenca está presente una facies cuarcítica, estas rocas tienen una pobre porosidad con intervalos que oscilan entre el 2% y el 7%, los granos muestran recrecimiento de cuarzo como resultado de la diagénesis profunda durante el Pérmico y el Mesozoico. En áreas de intensa actividad tectónica como en Tumarolin, Wadi Zalaylan y Bi´r Tazit (Figura 4) que son zonas con fallas de desgarre, la fracturación mejora las condiciones del almacén cuarcítico. En la parte suroeste de la cuenca donde la Formación Mamuniyat no fue enterrada a tan altas profundidades, se desarrolla una facies más limolítica que alcanza porosidades entre el 15% y el 20%. En la parte norte de la cuenca, en la zona de la concesión NC-115 está presente una facies marina somera de areniscas con porosidades medias entre el 8% y el 12%,

alcanzando el 25% en el pozo A1-NC115 (Aziz, 2000) pero con rápida variación lateral en la calidad del almacén. La facies más idónea sólo se desarrolla localmente en el campo B-NC115 y se conoce como horizonte periglacial y comprende areniscas de grano grueso a conglomeráticas, con cementaciones pobres y excelentes porosidades de más del 20 % y permeabilidades entre 2.000 mD y 3.000 mD.

Estas facies colectivamente forman parte de una asociación de rocas clásticas marinas someras a cierta distancia hacia el mar del frente glaciar. De todas maneras, la calidad del almacén varía sus características en márgenes de pocos cientos de metros, como ocurre en los campos F-NC115, A-NC115 y E-NC101. Si bien no hay un patrón geográfico fácil de identificar para la calidad del almacén, es indudable que los campos NC115 y NC174 en el Surco de Ubari son mucho mejores que los del campo NC101 en el margen norte de la Depresión de Idhan a mayores profundidades. Davidson *et al.* (2000) presentan un modelo de secuencia diagenética para las areniscas de la Formación Mamuniyat de la concesión NC-174, que muestra una reducción de la porosidad por recrecimientos de cuarzo y crecimientos de illita fibrosa, y aumento de la porosidad causada por la disolución de feldespatos. También identifican dos tipos distintos de permeabilidades que asocian a diferencias en el contenido original de arcillas en la roca almacén. Las permeabilidades en las areniscas 'limpias' oscilan entre 100 mD y 1.000 mD, pero en las areniscas arcillosas disminuyen a rangos comprendidos entre 0.1mD y 1 mD. El campo Elefante (Figura 4), descubierto en 1997, contiene un espesor del almacén de 100 m y una porosidad media del 16 %, a este campo se le asignan reservas de 561 millones de barriles y se anticipan tasas de producción de 150.000 barriles por día. El descubrimiento más al norte del almacén Mamuniyat en la Cuenca de Murzuq se encuentra en el pozo B1-NC186 perforado por Total en 2001 produciendo 1.300 barriles diarios con una densidad de 40° API.

Sedimentológicamente, El-ghali (2005) asocia en su estudio de la estratigrafía secuencial de las rocas en el Ordovícico Superior y los descubrimientos de hidrocarburos dentro de sus tres secuencias deposicionales, en primer lugar a las areniscas de la secuencia deposicional-1 de cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) depositadas en deltas de influencia mareal, y areniscas de las secuencias deposicionales 2 y 3 de medio *foreshore- shoreface* HST y deltas tipo Gilbert de cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST), respectivamente. Estas apreciaciones concuerdan con la visión de Posamentier y Allen (en El-ghali, 2005),

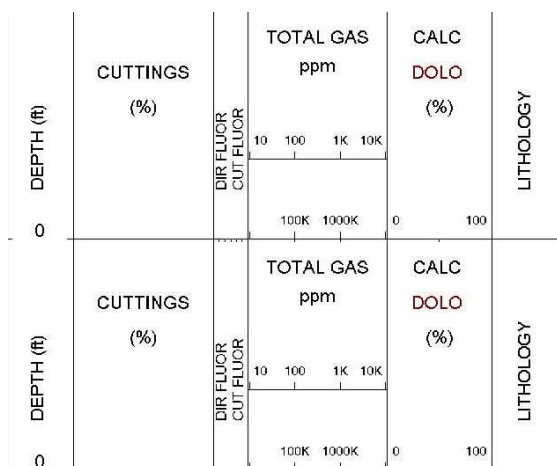
en el sentido de que los mejores depósitos de hidrocarburos se encuentran en cortejos sedimentarios LST o HST, porque estos depósitos están formados generalmente por rocas de grano grueso y por tanto más porosas y permeables.

Barsó *et al.* (2005) aportan datos petrológicos y diagenéticos sobre la Formación Hawaz, que es el objetivo inmediatamente siguiente a la Formación Mamuniyat cuando no aparece, y que describen como una arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada, subredonda y con bajos contenidos de matriz, composicionalmente estas areniscas son cuarzoarenitas formadas por granos de cuarzo con cantidades menores de feldespato potásico, plagioclasa, mica y fragmentos de rocas metamórficas. Reconocen una porosidad primaria mayoritariamente intergranular con valores que oscilan entre 0-22% correspondiendo los valores más altos a la parte inferior de la Formación Hawaz, las partes media y superior tienen poca porosidad por compactación mecánica y química. La secuencia diagenética comienza con la precipitación de cuarzo temprano e intercrecimientos menores de feldespato potásico anteriores a la compactación mecánica y química. Posteriormente a la compactación, cementan recubrimientos ferruginosos y se neoforman minerales de la arcilla (illita-esmectita y caolinita), por último las porosidades residuales son rellenadas por cemento dolomítico. De todas formas las reducciones mayores de porosidad se deben a compactación química y mecánica

La roca madre está formada por la Formación Tanezzuft, una lutita negra responsable del 90% de los hidrocarburos Paleozoicos en África del Norte (Lüning *et al.*, 2000), que tiene limitada su distribución debido a la erosión del Devónico Medio y a la erosión post-Hercínica. La lutita radiactiva está restringida a las depresiones topográficas sobre la superficie ordovícica erosionada. Aziz (2000) considera que la Formación Tanezzuft entró en la fase de crudo (*oil window*) durante el Carbonífero-Pérmico en acorde con la historia del enterramiento de la Formación Tanezzuft, además destaca en función de estudios geoquímicos que la lutita radiactiva de la parte basal supone una roca madre aún más atractiva para la generación de hidrocarburos. Comparativamente, enfrenta el Carbón Orgánico Total (TOC) de la lutita radiactiva basal entre 5.7% y 16.7% y el de la lutita de la Formación Tanezzuft entre 0.5% y 1.34%. Otros valores representativos de la lutita radiactiva son la reflectancia de la vitrinita (R_o) 0.54% a 0.83% y el índice de color de las esporas entre 7 y 8.5, y por último asigna a la lutita radiactiva la fase de madurez tardía de un crudo que aún no ha entrado en la fase de gas, en la concesión NC-115. Sus pronósticos predicen un

volumen de crudos, que podría haber generado la lutita radiactiva, de aproximadamente entre 8.3 a 19.4 millones de barriles por kilómetro cuadrado. Sin embargo, Davidson *et al.* (2000) proponen en su modelo de historia de enterramiento para la lutita radiactiva (roca madre) en el campo NC-174, que la generación de petróleo y por tanto la entrada en un estadio medio de madurez ($R_o=0.9\%$) de la roca madre no se inició hasta mediados del Cretácico hace unos 100 Ma y se mantuvo generando petróleo, según su modelo, hasta inicios del Terciario (50 Ma).

Por último, reseñar que el desarrollo y retención de un sistema productivo de hidrocarburos en rocas considerablemente más antiguas que la media de las provincias petrolíferas que han tenido éxito en el mundo, es debido a una corteza y litosfera bastante estables que han preservado las rocas madre y rocas almacén del Paleozoico Inferior de enterramientos excesivamente profundos, y de elevaciones y erosiones que hubieran destruido las trampas petrolíferas y habrían impedido la generación de los yacimientos de hidrocarburos (Davidson *et al.* 2000).



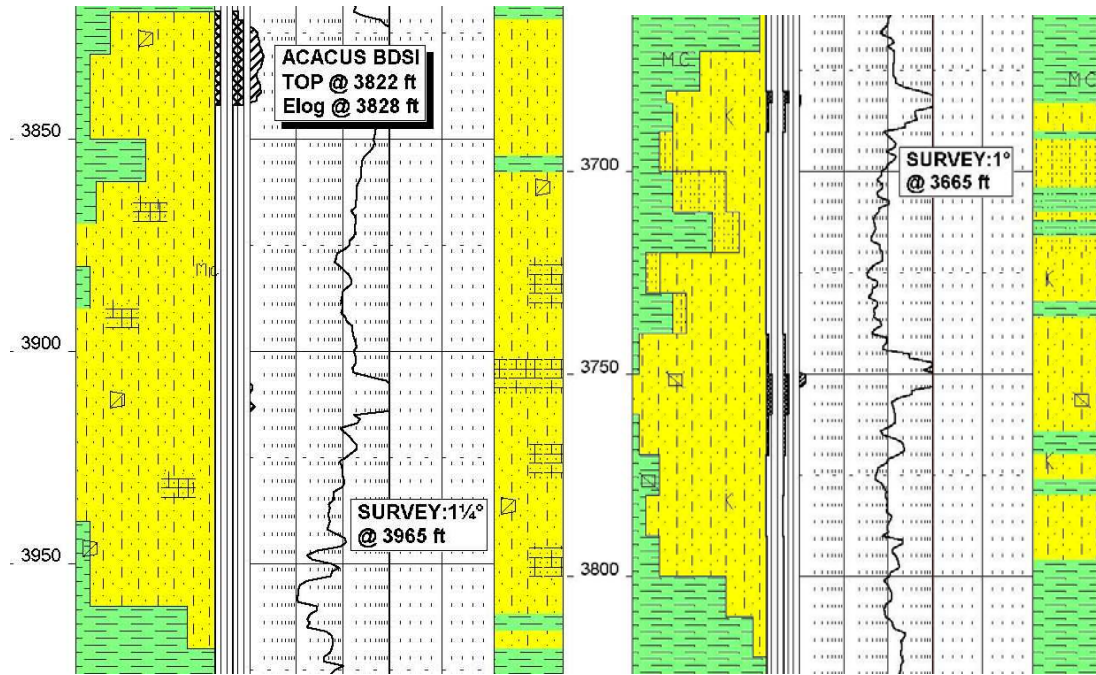


Figura 28. Columnas extraídas de los *master logs* de los pozos D1 y D3 (de izda. a dcha.) en el campo NC186 al Norte de Ubari, donde queda de manifiesto las escasas evidencias de hidrocarburos en las areniscas de la Formación Akakus, siendo en las areniscas del Devónico aún menores.

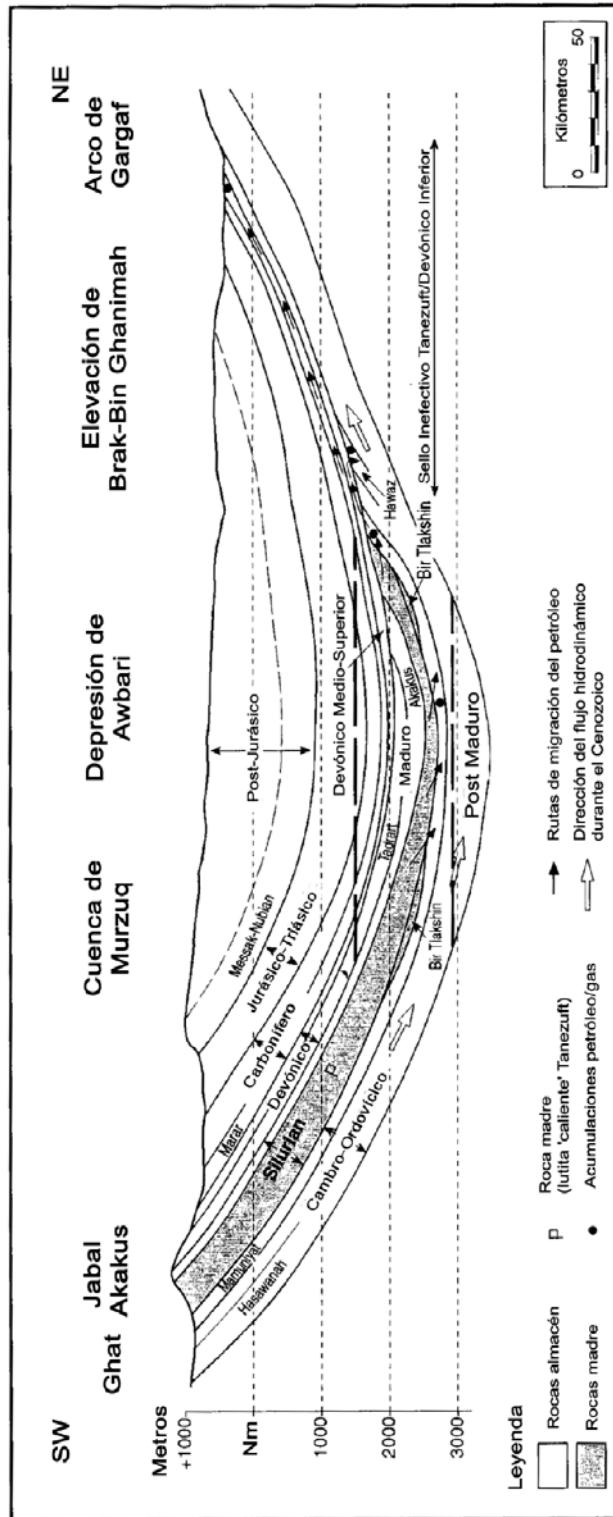


Figura 29. Perfil estratigráfico de la dinámica del sistema petrolífero Tanezouft-Mamuniyat en la Cuenca de Murzuq.

5. DISCUSIÓN

Destaca el Ordovícico Superior como uno de los intervalos de tiempo más interesantes para los estudios de estratigrafía y sedimentología de la Cuenca de Murzuq. La delimitación de los pulsos de avance y retroceso glacial y los procesos sedimentarios que se desarrollan en cada etapa del Ordovícico Superior son muy complejos por la heterogeneidad de los depósitos acumulados y los límites erosivos de cada unidad. En esta cuenca para caracterizar estos procesos es de extrema utilidad una definición precisa de la intensidad de los factores glacio-eustáticos y tectónicos asociados a estos procesos sedimentarios. Por ello, las interpretaciones de las unidades del Ordovícico Superior son divergentes como se muestra en el apartado 4.2.1.5. y se formula la necesidad de proseguir en la investigación de los afloramientos de tres áreas de la Cuenca de Murzuq: Ghat, Wadi Analalin y Gargaf. Posteriormente, los resultados de estos estudios deberían ser ampliados y contrastados con los afloramientos del Ordovícico Superior de la zona este de la Cuenca de Murzuq.

Además, resulta difícil sostener como hemos analizado en el apartado 4.4. lo que algunas investigaciones apoyan en cuanto a la orogenia Tacónica y la orogenia Caledónica en la Cuenca de Murzuq. Si bien algunos autores, como por ejemplo Hallet (2002), no lo apoyan abiertamente en sus textos, sin embargo sí plantean en alguna ocasión “que la sugerencia de que estos eventos pueda ser adscrita solamente a cambios eustáticos es difícil de apoyar”, y en alguno de sus cuadros incluso citan a la Orogenia Tacónica. Le Heron *et al.* (2006) también comentan que las fallas panafricanas de dirección norte-sur del precámbrico se activan “intermitentemente” durante el Paleozoico Inferior. Echikh y Sola (2000) achacan al Ordovícico Medio una etapa de inestabilidad tectónica, esta fase tectónica según estos autores no crea nuevos sistemas de fallas y pliegues, sino que se caracteriza por movimientos epirogénicos verticales a lo largo de sistemas de fallas Pan-Africanas rejuvenecidas. Para hablar de orogenia, entendida como la actividad tectónica que resulta en cinturones de deformación, metamorfismo regional y actividad ígnea, parecen insuficientes los datos aportados por estas investigaciones para las orogenias Tacónica y Caledónica, con tan solo alguna cita sobre cenizas volcánicas (Barsó *et al.*, 2005) en el Ordovícico Medio, no muy lejana en el tiempo a la supuesta Orogenia Tacónica al final del Ordovícico, como un indicio a añadir al propio de las fallas.

En algunos perfiles sísmicos las compañías petroleras marcan supuestas fallas que, a veces, aprovechan excesivamente la exageración de la escala vertical para ser interpretadas como tales (comentario personal, Otto Kälin, 2005) y en cuanto a las expresiones volcánicas, como se ha señalado más arriba, no parecen contundentes los datos aportados hasta el momento, con sólo una única cita a cenizas volcánicas en la Formación Hawaz (Barsó *et al.*, 2005) y además de forma periódica y desde focos volcánicos alejados de la cuenca (Ramos *et al.*, 2006) y que no encajan bien en el tiempo. Con estos indicios es muy complicado apoyar que al final del Ordovícico hubiese ninguna orogenia, más bien lo más probable, parece que fuera erosión glacial y el posterior rebote isostático por deglaciación los causantes de una o dos superficies erosivas reconocibles sobre el terreno (Ramos *et al.*, 2006). Le Herón *et al.* (2006) explican unos anticlinales muy atenuados como respuesta a rebotes glacio-isostáticos aprovechando sistemas de fracturas con fallas ciegas en profundidad en el Ordovícico Superior.

Tampoco paleogeográficamente, esta hipótesis de la orogenia Tacónica es fácilmente defendible porque la dinámica de Gondwana Norte en el Ordovícico era o bien de margen estable (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004) o de *rifting*, con inicio de disgregación de algunos *terrane*s (*Avalonia* y *Cadomia*), pero la ausencia de colisiones en Gondwana parece evidente para el Paleozoico Inferior y por tanto la ausencia de deformaciones mayores.

Robardet y Gutiérrez Marco (2004) estudiando el Paleozoico de la zona de Ossa Morena en la península Ibérica (Europa) concluyen que supuestos eventos tectónicos denominados genéricamente Caledónicos, que habrían salpicado el Cámbrico y los límites Ordovícico-Silúrico y Silúrico-Devónico en la zona suroeste de Ossa Morena, y por otra parte asignaciones tan tempranas para los primeros episodios tectonometamórficos hercínicos en el Ordovícico Superior, en realidad, no han existido. Además, afirman que el intervalo entre el Ordovícico Inferior y el Devónico basal no está interrumpido por ningún hiato estratigráfico que no sean los originados por la glaciación del Ordovícico Superior. La zona de Ossa Morena se situaba en Armorica, uno de los *terrane*s de peri-Gondwana. Si bien estas conclusiones no son directamente aplicables a la Cuenca de Murzuq por cierta lejanía geográfica, sin embargo el marco paleogeográfico relativamente paralelo pronostica un régimen tectónico muy similar en ambas partes de Gondwana y sí pueden orientar el debate, planteando con sumo cuidado los eventos tectónicos Tacónico y

Caledónico para la Cuenca de Murzuq, y siendo cierto que no es argumento suficiente para negarlos, sin embargo sí los relativiza y enmarca hacia un carácter local y de importancia menor.

Por otra parte, en lo referente a la estratigrafía secuencial el estudio de las secuencias deposicionales se encuentra en una fase inicial, en la que los estudios locales y regionales adolecen de sincronización temporal, los intervalos de tiempo son muy variables, en otras palabras, una investigación puede tratar una secuencia deposicional a nivel de Sistema y otra a nivel de Piso, en el caso de Carr (2000) utiliza una metodología aparentemente de tercer orden para rangos temporales de 1-3 Ma con elementos clásicos de secuencias deposicionales (LST, TST y HST), para obtener una clasificación de segundo orden con rangos de decenas de Ma. Otro caso de discrepancias, es el que surge entre McDougall y Martin (2000) y El-ghali (2006) que difieren en una secuencia deposicional que para El-ghali es una sola secuencia y para McDougall y Martin está subdividida en tres secuencias deposicionales en el Ordovícico Inferior-Medio. De similar manera, Carr (2002) propone una secuencia de segundo orden entre el Cámbrico Tardío y el Ordovícico Superior, y por otra parte Hallet (2002) supone tres megasecuencias para el mismo periodo de tiempo.

Si bien parece que se han identificado algunas superficies que delimitan los cambios de secuencia deposicional y cortejo sedimentario (aunque no todas sean coincidentes, como en los casos expuestos más arriba), sin embargo, los aspectos bioestratigráficos de detalle se encuentran muy poco avanzados, y por tanto es aún precaria la información cronoestratigráfica, y de ahí probablemente se derivan las incompatibilidades en los resultados de los estudios de la estratigrafía secuencial en los órdenes segundo y tercero de la estratigrafía secuencial. Por otra parte, la resolución de divergencias en conceptos teóricos de la estratigrafía secuencial también serían una inestimable mejora para el conocimiento de la evolución sedimentaria de la Cuenca de Murzuq.

Rubino y Blanpied (2000) admiten estas deficiencias y reconocen en su investigación sobre las secuencias deposicionales del Devónico y Carbonífero basal la necesidad de “análisis bioestratigráficos integrados”. Estos autores destacan las carencias en el análisis de tercer orden, pero no se debe pasar por alto que aún quedan pendientes aspectos relacionados con los análisis de segundo orden, aunque quizá el propio avance de los análisis de tercer orden que es el objeto primordial de la

estratigrafía secuencial ayuden a delimitar con más precisión los ciclos transgresivo-regresivos de segundo orden, en última instancia.

6. CONCLUSIONES

Se ha encontrado a partir del estudio estratigráfico de la Cuenca de Murzuq una gran diversidad de medios sedimentarios que quedan reflejados en las formaciones de la cuenca, siendo especialmente destacable la presencia de medios marinos costeros y someros con sedimentación siliciclástica durante el Paleozoico, con predominio de medios deltaicos de influencia fluvial que progradan de forma general hacia el noroeste y que son retrabajados por procesos sedimentarios generados por olas y tormentas fundamentalmente, y posteriormente en algunos casos por mareas.

Las evidencias glaciares del Ordovícico Superior son sólidas y quedan descartadas las hipótesis que niegan la glaciación, la presencia de estrías glaciares y estructuras de deformación glaciario sin-sedimentaria lo atestiguan. Sin embargo, la abundante referencia en la literatura a las diamictitas de origen glaciario de la Formación Melaz-Shuqran y en la Formación Mamuniyat son insuficientemente claras en campo quizá por la propia naturaleza de las rocas arcillosas que impiden la existencia de afloramientos idóneos en la zona estudiada, los escasos ejemplos encontrados son muy complicados de asignar y por tanto discutibles de interpretar como diamictitas. La superficie (o superficies erosivas) producida por la acción glaciario fácilmente distinguible en perfiles sísmicos, en campo es muy complicada de identificar, pero queda corroborado al Norte de Ghat en un afloramiento óptimo (Figura 12) donde se superpone la Formación Tanezzuft a la Formación Melaz Shuqran.

Además, las investigaciones paleogeográficas como es el caso de Cocks, *et al.* (2002) indican que la Cuenca de Murzuq se encontraba en latitudes altas y muy cercana al Polo Sur en el Ordovícico Superior y, por tanto, compatible con la glaciación.

En el ámbito de la tectónica durante el Paleozoico, tan sólo se ha comprobado la fuerte impronta de la Orogenia Hercínica, las supuestas Orogenias Tacónica y

Caledónica son de dudosa existencia en la Cuenca de Murzuq porque no encajan bien con los modelos paleogeográficos y porque, por otra parte, las grandes fallas trazadas en perfiles sísmicos parecen responder a exageraciones verticales. Sin embargo, aunque de forma aislada, sí se ha podido evidenciar la inversión tectónica del Devónico Medio en Al Awaynat, otro indicio de esta fase tectónica se constata en el centro de la cuenca donde en pozos próximos se encuentran espesores muy variables en la Formación Awaynat Wanin pero que en cualquier caso se engloban en la dinámica pre-Hercínica. Esta investigación se decanta por un marco análogo al propuesto por Stampfli *et al.* (2002) que apunta a que los *terrane*s disgregados de Laurusia/Avalonia colisionan con Gondwana en el Devónico, en este contexto se explica de forma adecuada la naturaleza compresiva de las deformaciones encontradas en el Devónico.

Las demás discontinuidades parecen debidas, más bien, a fluctuaciones del nivel del mar y/o erosión que como resultado de etapas orogénicas, como es el caso de la superficie erosiva en la base de la Formación Tanezzuft. Aunque en el caso del Ordovícico Superior es probable que la acción de los glaciares provocase una serie de reajustes isostáticos que finalmente reactivaran periódicamente el sistema de fallas de la orogenia Panafricana en función de la dinámica glacial. También se piensa que los movimientos caledónicos serían el resultado de reajustes intraplaca producto de movimientos de epirogenia, que responden mejor al marco general del Paleozoico Inferior de zona estable para el margen norte de Gondwana.

Finalmente, señalar que hay dos estilos estructurales definidos en la Cuenca de Murzuq, uno pre-Cámbrico denominado Panafricano de dirección predominante norte-sur y el ya mencionado Hercínico en el Paleozoico Superior de dirección este-oeste. Las posibles reactivaciones de falla, como en el Ordovícico, no se asignan a periodos orogénicos y se descartan en esta investigación las orogenias Tacónica (Ordovícico Superior) y Caledónica (Silúrico Superior) en la Cuenca de Murzuq, y se apunta a movimientos epirogénicos de reajuste intraplaca en el Paleozoico Inferior, amplificados puntualmente, como en el Ordovícico Superior, por el fenómeno glacio-isostático.

Las areniscas del Devónico no parecen ofrecer grandes expectativas como alternativa a las areniscas del Ordovícico como almacén. Las escasas manifestaciones de hidrocarburos en las areniscas del Devónico de la concesión NC186 permiten concluir que en esta zona central de la Cuenca estos niveles no tengan interés

económico a pesar de haber entrado en el *oil window* (Davidson et al. 2000) y ser susceptibles de albergar almacenes de hidrocarburos por tener un grado suficiente de madurez la roca madre principal que son las lutitas de la Formación Tanezzuft pero que también pudieran ser las lutitas del Devónico o del Carbonífero (Klitzsch, 2000).

BIBLIOGRAFIA

- ABUGARES, Y. y RAMAEKERS, P. 1993. *Short notes and guidebook on the Palaeozoic geology of the Ghat area, SW Libya; Field trip, October 14-17, 1993*. Earth Science Society of Libya, Tripoli, Interprint Ltd., Malta, 84.
- ADAMSON, K., GLOVER, T., WHITTINGTON, R. y CRAIG, J. 2000. The lower Devonian succession of the Murzuq basin- possible indicators of eustatic and tectonic controls on sedimentation. *Symposium on geological exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 431-447.
- AZIZ, A. 2000. Stratigraphy and hydrocarbon potential of the lower Palaeozoic succession of license NC-115, Murzuq basin, SW Libya. *Symposium on geological exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 349-368.
- BARSÓ, D., GÓMEZ-GRAS, D., MARZO, M., RAMOS, E., TAWENKI, K. y BOLATTI, N. 2005. Petrology and Diagenetical Processes in the Hawaz Formation, a Middle Ordovician Clastic Reservoir of the Murzuq Basin, Libya. <http://aapg.confex.com/aapg/paris2005/techprogram/A98613.htm>, resumen en Internet.
- BLANPIED, C., DEYNOUX, M., y GHIENNE, J.F. 2000. Late Ordovician glacially related depositional systems of the Gargaf Uplift (Libya) and comparisons with correlative deposits in the Taoudini Basin (Mauritania). *Symposium on geological exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 485-508.
- BRACCINI, E. y LAFONT, F. 2003. Sedimentological Interpretation and Stratigraphic Architecture of the Silurian Akakus Formation – A field Survey of the Akakuscliff, southwestern Libya. http://aapg.confex.com/aapg/barcelona/techprogram/paper_83459.htm, resumen en Internet.
- BRENCHLEY, P. J., MARSHALL, J. D., CARDEN, G. A. F., ROBERTSON, D. B. F., LONG, D. G. F., MEIDLA, T., HINGS, L., y ANDERSON, T. F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in greenhouse period. *Geology*, 22, 295-298.
- CARR, I.D. 2002. Second-order sequence stratigraphy of the Palaeozoic of North Africa. *Journal of petroleum geology*. 25 (3), 259-280.
- CARRIVICK, J. L., RUSSELL, A. J. y TWEED, F. S. 2004. Sedimentology and palaeohydrology of jökulhlaups from Kverkfjöll, Iceland. *Sedimentary geology*, 172, 19-40.
- CEPEK, P. 1980. The sedimentology and facies development of the Hasawnah Formation in Libya. *Second symposium on the geology of Libya. Vol. 2*, (eds. M. J. Salem, y M. T Busrewil). Academic Press, London, 375-382.

- COCKS, L.R.M. y TORSVIK, T.H. 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the geological society*, 159, 631-644.
- COWARD, M. P. y RIES, A.C. 2003. Tectonic development of North African basins. *Petroleum geology on north Africa, new themes and developing technologies* (eds.T.J. arthur, D.S., MacGregor y N.R. Cameron). Geological society, London, Special publication, 207, 61-83.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal systems, en R.G. Walker y N.P. James (eds.) *Facies models. Response to sea level changes*. Ontario, Geological Association of Canada. 195-218.
- DARDOUR, A.M., BOOTE, D.R.D. y BAIRD, A.W. 2004. Stratigraphic controls on Palaeozoic petroleum systems, Ghadames basin, Libya. *Journal of petroleum geology*, 27 (2), 141-162.
- DAVIDSON, L., SIMON, B., CRAIG, J., EALES, M., FISHER, A., HIMMALI, A., JHO, J., MEJRAB, B., y SMART, J. 2000. The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuq Basin. *Symposium on geological exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 295-320.
- ECHIKH, K. y SOLA, M.A. 2000. Geology and hydrocarbon occurrences in the Murzuq Basin, SW Libya. *Symposium on geological exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 175-222.
- EL-GHALI, M. A. K. 2005. Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology*, 177, 145- 173.
- EL-GHALI, M. A. K., TAJORI, K. G., MANSURBEG, H., OGLE, N. y KALIN, R. M. 2006. Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 459- 471.
- EL-HARBI, A. 2000. Lower Carboniferous miospores from Surface samples of the Marar Formation, Ghadamis Basin, NW Libya (resumen). Second symposium on the sedimentary basins of Libya, Geology of Northwest Libya. Libro de resúmenes, p. 35.
- GLOVER, T., ADAMSON, K., WHITTINGTON, R., FITCHES, W., y CRAIG, J. 2000. Evidence for soft-sediment deformation- the Duwaysah Slide of the Gargaf Arch, central Libya. *Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin* (Eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 417- 430.
- GUILLEMOT, J. 1981. *Geología del Petróleo*. Paraninfo, Madrid. 268.

- GUNDOBIN, V. M. 1985. Sheet Qararat al Marar (NH 33-13), Geological Map of Libya, scale 1:250000, Explanatory Booklet, Industrial Research Centre, Tripoli.
- HALLET, D. 2002. *Petroleum geology of Libya*. Elsevier, Amsterdam.
- HAVLICEK, V. y MASSA, D. 1973. Braquiopodes de l'Ordovicien supérieur de Libye Occidentale: implications stratigraphiques regionales, *Geobios*, 6, 4, 267-290.
- HIRST, J. P. P., BENBAKIR, A., PAYNE, D. F. y WESTLAKE, I. R. 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of petroleum geology*. 25 (3), 297-324.
- HOLLAND, S. 2005. An Online Guide to Sequence Stratigraphy. <http://www.uga.edu/strata/sequence/Surfaces.html>, en Internet. The University of Georgia Stratigraphy Lab.
- KLITZSCH, E. H. 2000. The structural development of the Murzuq and Kufra basins – significance for oil and mineral exploration. *Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin* (eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 143- 150.
- LE HERON, D., SUTCLIFFE, O., BOURGIG, K., CRAIG, J., VISENTIN, C. y WHITTINGTON, R. 2004. Sedimentary architecture of upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf arch, Libya: Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia*, 9 (2), 137-160.
- LE HERON, D. P., CRAIG, J., SUTCLIFFE, O. E. y WHITTINGTON, R. 2006. LateOrdovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. *Marine and Petroleum Geology*. Artículo en prensa.
- LÜNING, S., CRAIG, J., LOYDELL, D. K., STORCH, P. y FITCHES, W. 2000. Lowermost Silurian “hot shales” in north Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Reviews*, 49, 121-200.
- MARZO, M., RAMOS, E., TAWENGI, K. y BOLATTI, N. 2003. Stratigraphy and sedimentology of the Middle Ordovician Hawaz Formation, Murzuq Basin, Libya. [http:// aapg.confex.com/aapg/barcelona/techprogram/paper_83884.htm](http://aapg.confex.com/aapg/barcelona/techprogram/paper_83884.htm), resumen en internet.
- McDOUGALL, N. y MARTIN, M. 2000. Facies models and sequence stratigraphy of upper Ordovician outcrops in the Murzuk Basin, SW Libya. *Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin* (Eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 223-236.
- PARIZEK, A., KLEN, L. y ROHLICH, P. 1984. *Geological map of Libya 1:250000 Sheet Idri NG 33-1, Explanatory booklet*. Industrial Research Centre, Tripoli. 108.

- PIEROBON, E. S. T. 1991. Contribution to the stratigraphy of the Murzuq basin, SW Libya. *Third symposium on the geology of Libya*. vol. 5 (eds. M. J. Salem y M. N. Belaid), Elsevier, Amsterdam, 1766-1784.
- PROTIC, D. 1984. *Geological map of Libya 1:250000 Sheet Bi'r Anzawa NG 32-3, Explanatory booklet*. Industrial Research Centre, Tripoli.
- RADULOVIC, P. 1984. *Geological map of Libya 1:250000 Sheet Ghat NG 32-15, Explanatory booklet*. Industrial Research Centre, Tripoli. 80.
- RAMOS, E., MARZO, M., DE GIBERT, J. M., TAWENGI, K. S., KHOJA, A. A. y BOLATTI, N. D. 2006. Stratigraphy and sedimentology of the Middle Ordovician Hawaz Formation (Murzuq basin, Libya). *AAPG Bulletin*, 90, 9 (Septiembre 2006), 1309-1336.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. 2004. The ordovician, silurian and devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena zone (SW Iberian peninsula). *Journal of Iberian geology*, 30, 73-92.
- RUBINO, J. L. y BLANPIED, C. 2000. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Devonian to lowermost Carboniferous succession on the Gargaf Uplift (Murzuq Basin, Libya). *Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin* (Eds. M.A. Sola y D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, 321-348.
- SEIDL, K. y RÖHLICH, P. 1984. *Geological map of Libya 1:250000 Sheet Sabhá NG 33-2, Explanatory booklet*. Industrial Research Centre, Tripoli. 138.
- STAMPFLI, G.M., VON RAUMER, J.F. y BOREL, G.D. 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. En Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Jr., Arenas, R. y Díaz García, F. (eds), Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement. *Geological Society of America*, Special paper 364, 263-280.
- SUTCLIFFE, O.E., DOWDESWELL, J.A., WHITTINGTON, R.J., THERON, J.N. y CRAIG, J. 2000a. Calibrating the late ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology*. 28 (11), 967-970.
- SUTCLIFFE, O.E., ADAMSON, K. y BEN RAHUMA, M.M. 2000b. *The geological evolution of the Palaeozoic rocks of western Libya: a review and fieldguide*. Earth Science Society of Libya (ESSL). Tripoli.
- TORSVIK, T.H. y COCKS, L.R.M. 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. *Journal of the geological society*. 161, 555-572.
- TUCKER, M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. Wiley, 234.
- VAN DER PLUIJM, B.A. y MARSHAK, S. 1997. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. WCB/ McGraw-Hill, 469.

- VON RAUMER, J.F., STAMPFLI, G.M. y BUSSI, F. 2003. Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the variscan and alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, 7-22.
- VOS, R.G. 1981. Deltaic sedimentation in Devonian of western Libya. *Sedimentary geology*, 29, 67-88.
- WHITBREAD, T. y KELLING, G. 1982. Mrar Formation of western Libya. –evolution of an early Carboniferous delta system. *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.* 66, 1091-1107.