

Sedimentología de la unidad superior de la Formación Fortuna (Mioceno inferior) en el NE de Túnez

D. Gómez-Gras⁽¹⁾, K. Zoghلامي⁽¹⁾ y D. Parcerisa⁽²⁾

(1) Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (España).
E-mail: david.gomez@uab.es

(2) Centre d'Informatique Géologique, École des Mines de Paris, 35, rue St. Honoré. 77305 Fontainebleau Cedex (France).
E-mail: parcerisa@cig.ensmp.fr

RESUMEN

La Formación Fortuna (Oligoceno superior-Mioceno inferior) aflora ampliamente en Túnez y está constituida por tres unidades de carácter detrítico. Las dos inferiores se sedimentaron en un ambiente deltaico-lagunar mientras que la unidad superior es fluvial.

Este trabajo se centra en la unidad superior de la Formación Fortuna (Aquitaniense-Burdigaliense), que en el noreste de Túnez posee una potencia de 130 m y está constituida por areniscas de tamaño fino a muy grueso con cantos dispersos de cuarzo. Los estratos, de potencias entre 0,5 y 4 m, muestran laminaciones cruzadas, que indican un transporte hacia el NE y E, paralelo a las direcciones estructurales del Atlas tunecino. En estos materiales dominan las facies de canales y de llanuras arenosas propias de un ambiente de sedimentación fluvial arenoso trenzado.

Las areniscas de la unidad superior de la Formación Fortuna son cuarzoarenitas, muy maduras texturalmente, con algunos fragmentos de rocas y feldespatos. El área fuente estaba localizada en la plataforma sahariana al SO de Túnez, dada la presencia de fragmentos de areniscas cementadas por cuarzo (procedentes de las areniscas paleozoicas del Tassilis o de las areniscas cretácicas del "continental intercalaire" o de las areniscas eocenas) y de fragmentos de rocas plutónicas y metamórficas (procedentes del macizo de Hoggar). El reciclaje de las litologías sedimentarias junto con el transporte fluvial permite explicar el alto contenido en cuarzo. Pero la extrema madurez indica que las litologías del área fuente estaban afectadas por un manto de alteración que o bien era erosionado por la red fluvial miocena o bien era reciclado a través de las formaciones sedimentarias premiocenas.

Palabras clave: areniscas, facies fluviales, Formación Fortuna, Mioceno inferior, sedimentología, Túnez

Sedimentology of the upper unit of the Fortuna Formation (Lower Miocene) in NE of Tunisia

ABSTRACT

The Fortuna Formation (Upper Oligocene-Lower Miocene) crops out widely in Tunisia and is composed by detrital rocks arranged in three units. The lower and middle units were deposited in deltaic-lagoonal environment, while the upper unit was deposited in fluvial environment.

The upper unit of the Fortuna Formation (Aquitanian-Burdigalian) in northeast Tunisia, the subject of the present study, is 130 m thick and mostly made up of fine to very coarse sandstones with disperse quartz pebbles and containing tree stems. The section is arranged in 0.5 to 4 m thick beds with abundant cross-laminations indicating E and NE directed paleocurrents (parallel to main structural trend of the Tunisian Atlas). The presence of channel and sand-flat facies indicates that sedimentation took place in a fluvial braided environment.

Petrologically, sandstones of the upper unit of the Fortuna Formation are texturally mature quartz-arenites with scarce rock fragments and feldspars. The source area was located to the SW (Sahara Platform). This fact is supported by the presence of quartz-cemented arenite clasts (Palaeozoic Tassilis sandstone, Cretaceous "continental intercalaire" and Eocene sandstone) and plutonic and metamorphic rock fragments (Hoggar basement massif) in the Sahara Platform. Recycling of ancient sedimentary formations is an important process to account for high quartz-grain content (occasionally with inherited overgrowths). Also contributing to this mature composition, the source area was probably affected by an alteration mantle that could have been primarily eroded by the Miocene Fortuna fluvial network or, alternatively, recycled from older detrital formations.

Key words: fluvial facies, Fortuna Formation, lower Miocene, sandstone, sedimentology, Tunisia

Introducción

La sedimentología de los depósitos del Oligoceno superior al Mioceno medio de Túnez ha sido motivo

de diferentes estudios en los últimos años, que han tratado de revelar su estratigrafía, facies, ambiente de sedimentación y procedencia (Lorenz, 1978; Hoyer, 1975 y 1989; Yaich *et al.* 1994; Yaich *et al.*, 2000). En

estos trabajos se han propuesto diferentes modelos e hipótesis sujetos a discusión entre los diferentes autores, sobretodo en lo referente a la procedencia de los sedimentos oligo-miocénicos de las regiones nororiental (Formación Fortuna) y norte (Formación Numídica), derivados probablemente de la escasez de análisis petrológicos realizados sobre estos materiales.

Con motivo de la realización de una tesis doctoral sobre la alteración y conservación de las areniscas utilizadas en la construcción del acueducto de Zaghuan-Cartago (Zoghalmi, 2003) se ha llevado a cabo un profundo estudio sedimentológico de la unidad superior de la Formación Fortuna, que ha conducido a una completa caracterización de estos materiales desde el punto de vista de su estratigrafía, facies, petrología y diagénesis. Este tipo de trabajos de investigación, en su vertiente aplicada, constituyen la base geológica necesaria para realizar cualquier intervención de restauración en un monumento construido en piedra mientras que, en su vertiente científica, contribuyen al conocimiento de la sedimentología de la formación estudiada. En relación con este último motivo, este estudio, en concreto, describe la sedimentología de la unidad superior de la Formación Fortuna en el NE de Túnez con el objetivo de caracterizar su área de procedencia y desvelar así algunas de las controversias suscitadas en los últimos años.

Contexto geológico

Los depósitos del Oligoceno superior al Mioceno medio de Túnez son esencialmente detríticos y afloran principalmente en cuatro regiones, las cuales representan a su vez, cuatro grandes áreas subsidentes (Fig. 1):

- a) Los afloramientos situados más al N se encuentran en la plataforma norte tunecina. Esta región representa la zona de sedimentación de las facies "greso-micacés" (Durand-Delga, 1956; Yaïch, 1992 y 2000), cuyos afloramientos se restringen a la isla de *La Galite*.
- b) En el extremo norte de Túnez, en la región montañosa comprendida entre Tabarka y Bizerte, los sedimentos de este período están representados por la Formación Numídica (Burolet, 1956; Hoyez, 1989; Rouvier, 1977; Wezel, 1968; Yaïch, 1992 y 2000).
- c) En la parte septentrional de Túnez se depositaron las areniscas de la Formación "Moyenne Medjerda" (Gottis y Sainfeld, 1956; Rouvier, 1965; Biely y Salaj, 1971).
- d) Por último, en la parte central, oriental y nororien-

tal de Túnez, los depósitos oligo-miocenos son fundamentalmente detríticos y están constituidos por las formaciones Fortuna (Burolet, 1956), Messiouta (Burolet, 1956), Grijima (Yaïch, 1991) y Aïn Grab (Burolet, 1956) así como por sus equivalentes laterales hacia el E representados por las formaciones Ketatna y Salamambo (Fournié, 1978) (Fig. 2). En su conjunto estas formaciones cubren un período comprendido entre el Oligoceno y el Langhiense. La sedimentación de estas formaciones estuvo controlada por un régimen extensivo regional. Los desplazamientos tectónicos dieron como resultado un mosaico de altos y fosas orientados principalmente N 40° y N 140°. Este régimen extensivo se estableció probablemente en relación a la apertura de las cuencas mediterráneas occidentales.

Concretamente, los afloramientos oligo-miocénicos estudiados en este trabajo se encuentran situados en la zona del valle del Oued Miliane (Fig. 3) y pertenecen a la Formación Fortuna. En esta zona, cercana a la población de Khledia, la Formación Fortuna se dispone sobre el Eoceno superior, el cual acaba con una unidad margosa sobre la que se disponen en discordancia las primeras capas areniscosas de la Formación Fortuna.

La Formación Fortuna ha sido dividida en tres unidades (Yaïch et al., 1994). Las unidades inferior, de edad Rupeliense inferior-Chatienense inferior (Oligoceno superior) e intermedia, de edad Aquitaniense (Mioceno inferior), son generalmente de grano fino y están constituidas por arenas, limos, arcillas con yesos interestratificados y calizas, si bien la unidad intermedia tiene un carácter algo más arenoso y presenta intercalaciones de areniscas ricas en glauconita. El conjunto de características sedimentarias y su contenido fósil (Numulites, moluscos y microforaminíferos planctónicos) indican que la sedimentación de estas dos unidades tuvo lugar en ambientes que van desde deltaico a marino somero o litoral, disminuyendo progresivamente la cantidad de detríticos hacia el E. Los materiales deltaicos se depositaron en una depresión que se extiende de NE a SO a lo largo del eje Nebhana-Cap Bon (Fig. 1). La unidad superior de la Formación Fortuna es de edad Aquitaniense a Burdigaliense (Hooyberghs, 1992) y está constituida por areniscas ricas en cuarzo sedimentadas en un ambiente fluvial de tipo trenzado (Yaïch, et al., 1994).

Ya en los trabajos más antiguos de la zona de Khledia se reconocían para la Formación Fortuna tres unidades que fueron atribuidas al Oligoceno. Según Lajmi (1968), la unidad basal tendría una edad de Oligoceno inferior y unos 300 m de espesor. La uni-



Fig. 1. Afloramientos del Oligoceno superior al Mioceno inferior de Túnez (modificado de Yaich, 2000) y situación geográfica de la zona de estudio (recuadro)
 Fig. 1. Upper Oligocene to lower Miocene outcrops in Tunisia (modified from Yaich, 2000) with the location of the studied area (rectangle)

dad intermedia, de edad Oligoceno superior, tendría unos 240-300 m de potencia y sería equivalente al Oligoceno lagunar del mapa geológico de la zona (Jauzein, 1957), donde se le adjudica una potencia de 100-150 m de espesor. Finalmente, la unidad superior,

estaría constituida por areniscas sin fósiles que van aumentando cada vez de granulometría, al mismo tiempo que se enriquecen en cuarzo y en restos de troncos de madera, lo que indica su carácter continental. Según Jauzein (1957), la potencia de este

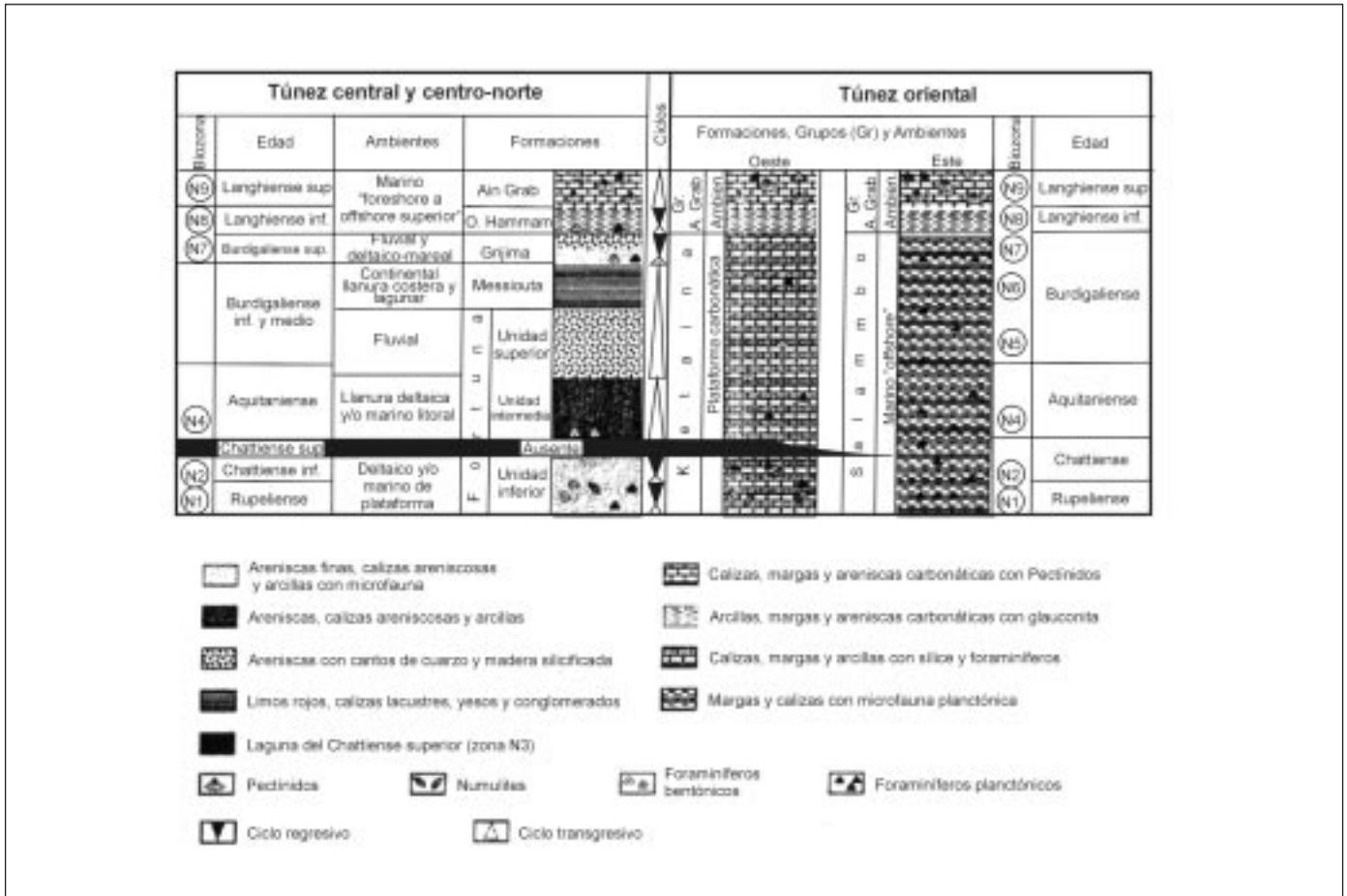


Fig. 2. Formaciones y unidades sedimentarias del Oligoceno al Mioceno medio en la región centro-nororiental de Túnez (modificado de Yaich, 2000)
 Fig. 2. Oligocene to middle Miocene sedimentary formations and units at the central-North-Eastern part of Tunisia (modified from Yaich, 2000)

Oligoceno continental sería de 450 m, mientras que según el trabajo de Lajmi (1968) sería de 140 a 150 m, dato mucho más cercano al espesor de la columna levantada en este trabajo.

Antiguamente, la atribución al Oligoceno superior de la unidad superior de la Formación Fortuna fue debida al descubrimiento del Burdigaliense marino en el núcleo del sinclinal de Khledia, representado por una caliza limosa con abundante fauna (*Pecten* sp., *Sculella* sp., *Clypeaster* sp.) que descansa directamente sobre las margas grises del techo del Oligoceno continental. En realidad y según los trabajos más recientes (Hooyberghs, 1992; Yaich et al., 1994 y Yaich, 2000), los materiales marinos que cubren esta unidad continental pertenecen a la Formación Ain Grab (Burollet, 1956) que es de edad Mioceno medio, concretamente Langhiense (Fig. 2), mientras que la unidad superior de la Formación Fortuna es de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

Estratigrafía

En esta región y, en concreto en los alrededores de Khledia (Fig. 3), esta unidad superior presenta una potencia de 130 m y está constituida por areniscas de diferentes tamaños de grano, de colores claros y de composición siliciclástica muy cuarzosa. Atendiendo al conjunto de características sedimentológicas, esta serie continental ha sido dividida en tres tramos (Fig. 4):

Tramo inferior

Su potencia es de 70,9 m y está constituido por niveles de arenisca de color ocre a amarillo con escasas ruditas (Fig. 4). Este tramo comprende desde el contacto con el Oligoceno lagunar hasta la capa guía que se encuentra hacia la mitad de la serie. Este tramo ha

sido dividido en tres niveles según la potencia y organización estratigráfica de las capas.

Nivel 1:

Constituye la base de la serie, posee 21,1 m de espesor y se caracteriza por la gran potencia de sus estratos que varía entre 2 y 3,4 m (Fig. 5A). Las areniscas tienen una granulometría gruesa, a veces fina a media, con pequeños cantos diseminados de 1 cm de diámetro. Hacia la base, las primeras capas presentan una bioturbación abundante, generalmente debida a raíces, que han borrado las estructuras sedimentarias, dándoles un aspecto muy desorganizado. Hacia el techo del nivel, la base de los estratos viene marcada por una alineación de cantos blandos, siendo el grado de bioturbación mucho menor, lo que permite ver que las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones cruzadas en surco de mediana escala (Fig. 5A). Las paleocorrientes obtenidas en estas laminaciones varían entre N 10° E y N 40° E.

Nivel 2:

La potencia de este nivel es de 24,4 m y se caracteriza por tener estratos de arenisca de espesor mucho menor (0,4-1m) y porque en él son frecuentes las intercalaciones de estratos de arcillas grises y limos ocreos (Fig. 4). Los estratos areniscos muestran laminaciones cruzadas que varían de mediana a pequeña escala, siendo el tamaño de grano mayoritario el de arena media, aunque puede variar de fina hasta gruesa (Fig. 5B). La bioturbación es escasa y cuando aparece, lo hace en forma de burrows ferruginizados. Las paleocorrientes medidas presentan una gran dispersión y varían entre N 350° E y N 190° E, siendo las más frecuentes las de N 110° E.

Nivel 3:

En este nivel de 25,4 m de potencia, las areniscas son de color ocre-amarillento. En los primeros 7,2 m, los estratos son de potencias comprendidas entre 0,3 y 1,5 m y tienen granoclasificación decreciente con arena muy gruesa en la base y media a fina en el techo (Fig. 4). Las bases son muy netas y los estratos suelen presentar un solo *set* de laminación cruzada, ligeramente asintótica hacia la base (Fig. 5C). En los siguientes 10 m de este nivel aparecen algunas intercalaciones decimétricas de arcillas grises. Las capas de areniscas son de color blanco y suelen estar más

bioturbadas, lo que les confiere un aspecto algo más masivo, presentando generalmente laminaciones cruzadas no siempre muy bien definidas y *ripples* al techo.

En los primeros 17,2 m de este nivel fueron abiertos diversos frentes de canteras en la época romana (Figs. 4 y 5C), que suministraron material para la construcción del acueducto de Zaghouan-Cartago y de otros monumentos de la época como la ciudad romana de Uthina.

Los últimos 8,2 m de este nivel se caracterizan por la presencia de dos capas de areniscas que destacan en el paisaje por ser más duras y de color oscuro (Fig. 4). La primera tiene 0,5 m de potencia y se encuentra coronando el nivel de explotación de las canteras romanas. Esta capa presenta una laminación cruzada de mediana escala, su composición es también silici-clástica pero posee una mayor cementación, sobre todo por óxidos de hierro, los cuales le otorgan una mayor dureza y su característico color oscuro. La segunda capa se encuentra 6 m por encima de la capa anterior y marca el final del tramo inferior. Estos 6 m corresponden a una arenisca de tamaño de grano variable entre medio y grueso con pequeños cantos dispersos. Los estratos son de 0,4 a 1,2 m de espesor, de aspecto masivo o con laminaciones cruzadas de media escala no muy marcadas.

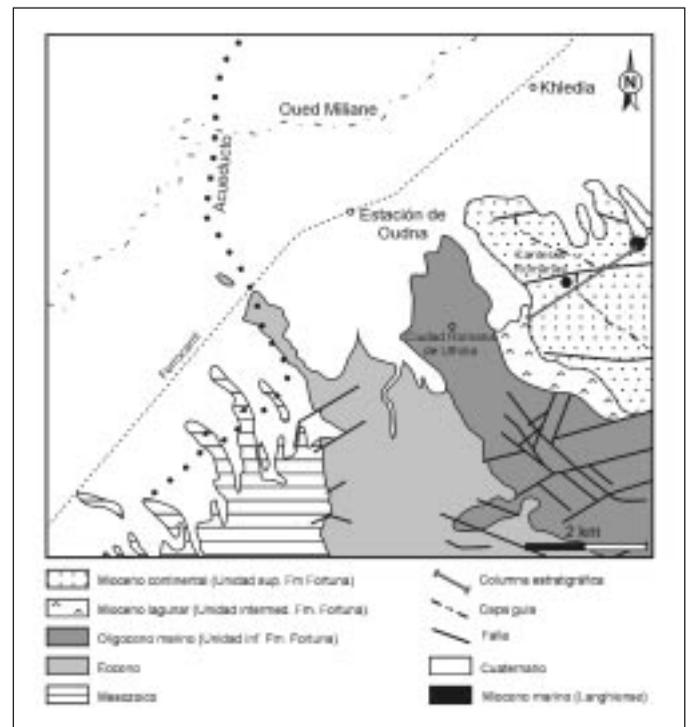


Fig. 3. Mapa geológico de la zona de estudio
Fig. 3. Geological map of the studied area

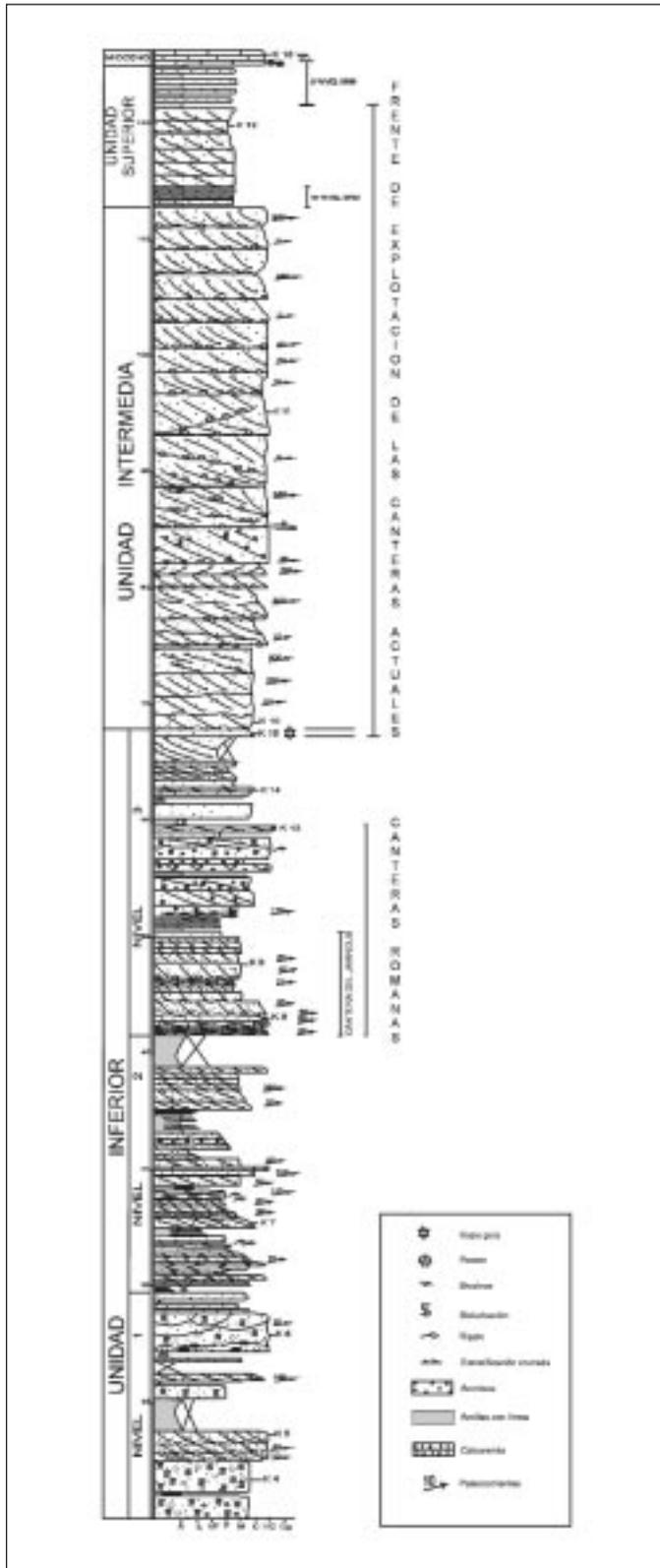


Fig. 4. Columna estratigráfica de la unidad superior de la Formación Fortuna en el NE de Túnez
 Fig. 4. Stratigraphic section of the upper unit of the Fortuna Formation at the NE of Tunisia

Esta segunda capa dura se ha escogido como capa guía por su mayor continuidad lateral y por su fácil identificación en el paisaje, ya que destaca por su color marrón oscuro y por su gran dureza, siendo ya denominada como capa de referencia en el mapa geológico de la zona (Jauzein, 1957).

Estas dos capas de características bien diferenciadas han ayudado a medir la columna estratigráfica, puesto que han permitido evitar las constantes repeticiones de la serie debidas a la presencia de fallas paralelas a la trazada cartográfica. Las paleocorrientes más frecuentes medidas en este tercer nivel varían entre N 50° E y N 70° E.

Tramo intermedio

Por encima de la capa guía citada anteriormente, los estratos se vuelven más potentes (entre 1 y 4,5 m de espesor), su grado de cementación es menor y no muestran ninguna intercalación arcillosa. Este tramo presenta una potencia de 50,5 m y comprende desde la capa de referencia hasta el primer nivel gris, ya cercano al techo de la serie (Figs. 4 y 5D). La granulometría se vuelve más homogénea y es predominantemente gruesa a muy gruesa con pequeños cantos de cuarzo de 1 cm de diámetro máximo. Estas areniscas son de color más blanco y presentan una organización en sets de laminación cruzada de mediana escala, asintótica hacia la base, con frecuentes superficies erosivas, marcadas por la alineación de cantos de cuarzo tanto en la base como en el interior de los estratos. A 17,2 m de la base del tramo se observa un estrato con troncos ferruginizados que marcan claramente la superficie basal del mismo (Fig. 5E). Las paleocorrientes de este tramo han sido medidas siempre a favor del *foreset* de las laminaciones cruzadas y han dado direcciones de transporte, hacia el norte, comprendidas entre N 300° E y N 30° E.

El conjunto de características descritas y, sobre todo, el menor grado de litificación que presentan los estratos de areniscas permite explicar por qué este tramo está siendo explotado intensamente desde hace años, con diversos frentes de cantera de más de 50 m de altura (Fig. 5D), para extraer una gran cantidad de arena que es utilizada, fundamentalmente, como árido de construcción (arena de Khledia).

Tramo superior

Este tramo constituye el techo de la serie de la unidad superior continental de la Formación Fortuna en transición al Mioceno marino de edad Langhiense (Fm.

Aïn Grab) (Fig. 4). Generalmente, aflora en la parte superior de los frentes de explotación de las diversas canteras actuales, lo que ha facilitado la correlación entre los mismos y su seguimiento lateral hasta el pequeño afloramiento del Mioceno marino (Fig. 3). Consta de dos niveles grises representados por una alternancia decimétrica de 4 ó 5 capas de arcillas grises y de areniscas (Fig. 5F). El nivel inferior presenta 1,6 m de potencia, mientras que el superior tiene 3,4 m de espesor. Estos dos niveles se encuentran separados por un estrato de arenisca de tamaño de grano medio y de 6,4 m de potencia cuya base es canaliforme y llega incluso lateralmente a erosionar por completo el nivel gris inferior. La presencia de estos niveles grises también ha facilitado en gran medida la medición de la columna estratigráfica, puesto que ha permitido evidenciar la gran cantidad de fallas que afectan al tramo intermedio y superior. La dirección principal de estas fallas es N 40° E y llevan asociado un sistema secundario de dirección ortogonal. Las fallas suelen ser de salto métrico o incluso decamétrico y provocan innumerables repeticiones de la serie, siendo fácilmente observables en los diversos frentes de explotación de las canteras actuales.

Mioceno marino

Sobre el nivel gris superior de la serie del Mioceno continental se dispone, discordantemente, la caliza lumaquélica correspondiente a la Formación Aïn Grab (Burollet, 1956) y que es representativa de la transgresión marina de edad Langhiense superior en esta zona (Fig. 4). Esta caliza está constituida por capas de 20 a 30 cm de calcarenitas de color blanco con grandes fósiles (*Pecten* sp., *Sentella* sp., *Clypeaster* sp.) que tan sólo afloran en un pequeño cerro, denominado Sidi Boukharrouba, al norte de las canteras actuales.

Ambiente sedimentario

El conjunto de estructuras sedimentarias y estratificaciones descritas en las que dominan las facies arenosas del tipo Sp, St y Se (estratificaciones cruzadas planares y en surco) de Miall (1978) con cantos dispersos nos indican que estos sedimentos han sido transportados como carga de fondo mientras que la frecuente ausencia de finos (limos y arcillas) sería indicativa de que éstos han sido transportados como material en suspensión sin llegar a acumularse.

Estas facies se han sedimentado a favor de canales y en llanuras arenosas (*sand-flat*). En la base de los canales mayores se desarrollarían pequeños *lags*

y *megaripples*, los cuales dan lugar a estratificación cruzada de surco. En los canales más pequeños se desarrollarían *megaripples* de cresta recta cuya estructura interna es la estratificación cruzada planar tabular. En las llanuras arenosas, que están circundadas por los canales, la sedimentación se realizaría en forma de barras simples con estratificación cruzada y de bajo ángulo, *megaripples* de cresta recta y *ripples* que darían lugar a diferentes *sets*, mayores y menores, de estratificación cruzada planar.

Este conjunto de canales y llanuras arenosas serían constitutivos de un ambiente de sedimentación fluvial de tipo trenzado arenoso (*braided*), el cual estaría confinado en los laterales de un valle, quedando totalmente cubierto durante las etapas de inundación del mismo. A tenor de las paleocorrientes medidas, este curso fluvial transcurriría hacia el NE y E, es decir, paralelamente a la orientación de las principales direcciones estructurales de la zona.

Según Yaich *et al.* (1994), la base de la unidad superior de la Formación Fortuna descansa sobre una discordancia que representa una superficie de erosión correlacionable a escala regional, la cual está relacionada con una bajada eustática del nivel del mar. Según este autor, esta bajada del nivel del mar tuvo lugar durante el Aquitaniense superior y provocó la emersión de la plataforma y la instalación de canales fluviales muy erosivos que marcan la entrada de los depósitos detríticos groseros de la unidad superior de la Formación Fortuna.

Petrología

Texturalmente, las areniscas de la serie del Mioceno continental poseen una granulometría que varía de fina a gruesa (Tabla 1). La base del tramo inferior presenta una granulometría media, mientras que hacia el techo el tamaño de grano es mucho más variable, pudiendo ser de fino a muy grueso. La granulometría de los tramos inferior e intermedio es media y la del tramo superior es más constante y varía entre media y gruesa. Los granos suelen ser muy esféricos y bien redondeados y están bien seleccionados en todos los tramos, a excepción, de las tres únicas capas que se encuentran muy cementadas, en las que estos índices pueden ser algo inferiores. En estas tres capas (Fig. 4; muestras K-6, K-13 y K-15), los contactos entre granos son puntuales mientras que en el resto de las capas de la serie miocénica continental, son frecuentes los contactos cóncavo-convexos entre los granos del esqueleto (1-5,7%) (Fig. 6A). El porcentaje de estos contactos de presión-disolución va variando a lo largo de la serie, pasando de porcentajes de 1-1,6%

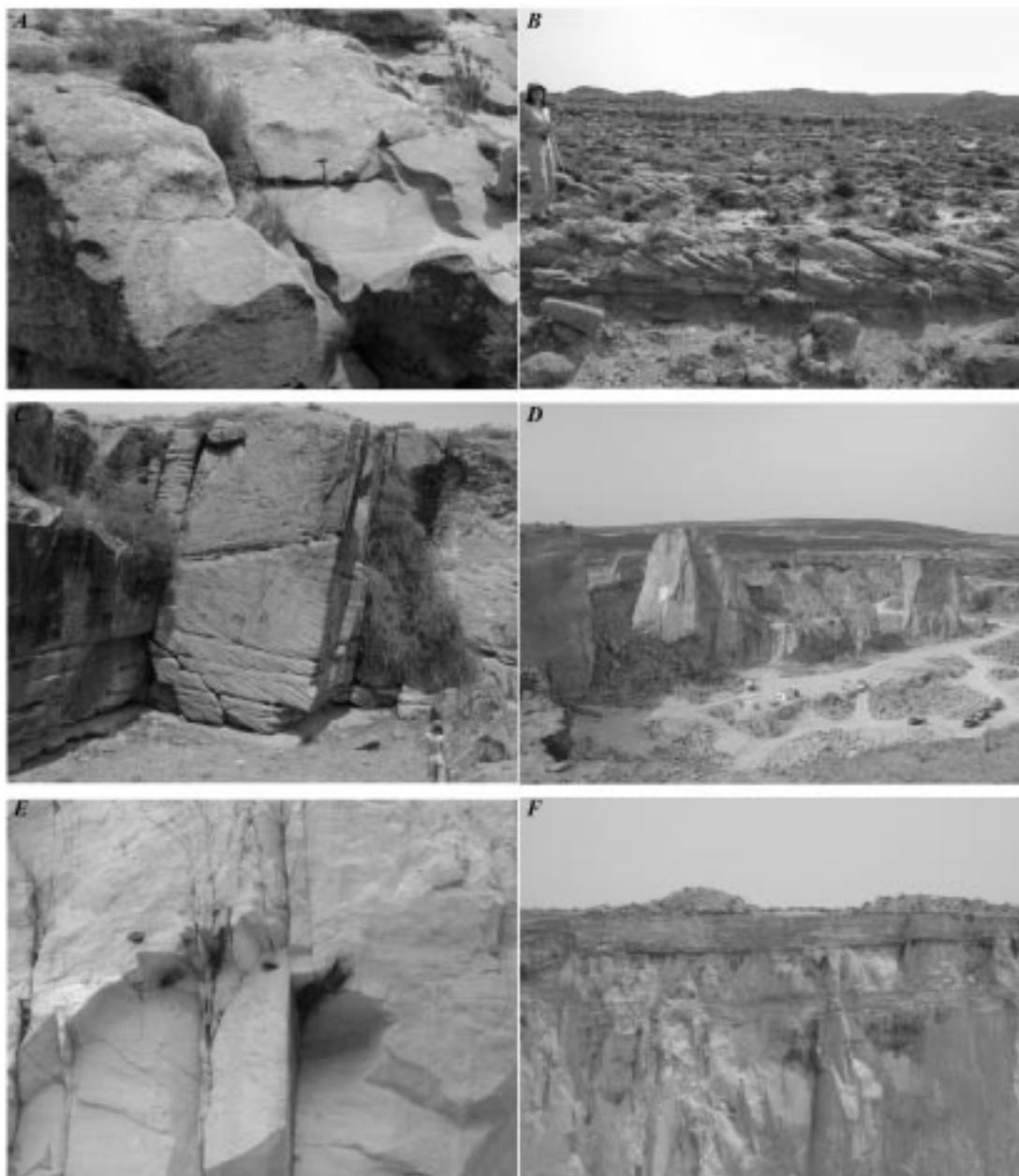


Fig. 5. Diferentes aspectos de la estratificación de la unidad continental de la Formación Fortuna. (A) Estratos de gran potencia con estratificaciones cruzadas en los primeros metros del nivel 1 de la parte inferior de la unidad continental. (B) Estratificación muy regular y estratificaciones cruzadas a mediana escala típicas del nivel 2 de este tramo. (C) Detalle de la base del nivel 3 del tramo inferior de la serie continental donde se observa que cada estrato suele estar constituido por un solo *set* de estratificaciones cruzadas (frente de explotación de la cantera romana). (D) Cantera actual donde se explotan las areniscas del tramo intermedio y superior de la serie continental para su utilización como árido de construcción. (E) Detalle de los troncos fósiles ferruginizados que aparecen en el tramo intermedio. (F) Parte superior del frente de explotación de una de las canteras actuales donde se observa el contacto entre el tramo intermedio y los niveles lutíticos grises del tramo superior

Fig. 5. Some field views of the continental unit of the Fortuna Formation. (A) Thick beds showing cross-bedding corresponding to the base of the first level of the lower part. (B) Uniform cross-bedding concerning the second level of the lower part of the continental unit. (C) Base of the level 3 at the base of the continental unit. Each bed is formed by just one set of cross-bedding (at the front of the roman quarry). (D) Present quarry where sandstones of the middle and upper part of the continental unit are extracted in order to be used for building activities. (E) Tree ferruginized stems cropping out at the middle part of the continental formation. (F) Grey mudstone beds cropping out at the base of the upper part of the continental unit at the front of the present quarries

(Nivel 1 y 2) o de 3-5,7% (Nivel 3) en el tramo inferior, a 4,1-4,4% en el tramo intermedio para disminuir de nuevo (1,4%) en el tramo superior.

Composicionalmente, los granos del esqueleto de las areniscas de la serie miocénica (Tabla 1) son de tipo no carbonático extracuencial (NCE; Zuffa, 1985). El componente principal de estas areniscas es el cuarzo con porcentajes que van del 69,3 al 83,6% del total de la roca (Figs. 6A y 6B). Cuando las areniscas se encuentran bien cementadas (solamente en tres capas de los 130 m totales de la serie), el contenido en cuarzo disminuye (49,7-63,6% del total de la roca) (Figs. 6D y 6F). El segundo componente es el feldespato y aunque aparece en todas las muestras, lo hace con porcentajes muy minoritarios (0-1,1%) (Fig. 6B). Este feldespato es de tipo potásico (ortosa y microclina) y su porcentaje aumenta ligeramente en los dos tramos superiores (0-0,4% en el tramo inferior; 0,2-1,1% en el intermedio y 0,6% en la superior). Como componentes accesorios aparecen micas (moscovita y biotita), minerales pesados (turmalina y zircón), fragmentos de chert y algún fragmento de rocas plutónicas compuesto por cuarzo y feldespato potásico. Dentro del cuarzo hemos distinguido diferentes categorías (Tabla 1), que son, por orden de abundancia: cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino de textura gruesa, cuarzo metamórfico, cuarzo policristalino de textura fina y cuarzo con extinción ondulante tanto monocristalino como policristalino (Tabla 1).

Además también se han contabilizado los granos de cuarzo con sobrecrecimiento sintaxial. Este sobrecrecimiento posee casi siempre texturas bien redondeadas por lo que se ha considerado como un cemento heredado y, por lo tanto, reciclado del área fuente (Fig. 6B).

Hay que destacar la presencia de posibles bioclastos en las muestras K-13 y K-15 que corresponden a las dos capas bien cementadas del techo del tramo inferior.

Matriz

A lo largo de la serie, en general, las areniscas estudiadas presentan poca matriz (0-7,3%). No obstante, y a pesar de este bajo contenido, se pueden distinguir dos tipos bien diferenciados en base a su textura y mineralogía: la matriz arcillosa y la siliciclástica. La matriz arcillosa recubre los granos del esqueleto con texturas claras de iluviación o infiltración (Fig. 6C) y su mineralogía, determinada por RX, es del tipo esmectita o incluso interestratificado illita-esmectita aunque también aparece caolinita. Las muestras con mayores porcentajes de arcillas (6,3-6,8%) adquieren

un color más anaranjado y se encuentran en los tramos de la serie con capas lutíticas interestratificadas. También se ha detectado la presencia (0,6%) en una muestra del nivel 2 del tramo inferior (K-7) de epimatrix (Dickinson, 1970) producto de la transformación de los granos de feldespato a minerales de la arcilla (caolinita).

La matriz siliciclástica está constituida por pequeños granos de cuarzo (0,01-0,08 mm) muy angulosos que se encuentran diseminados entre los granos del esqueleto. Esta protomatrix aparece de forma esporádica en el tramo inferior e intermedio de la serie (0,2-2,9%) y se originaría durante el transporte por rotura de los granos del esqueleto.

Porosidad

Estas areniscas del Mioceno continental poseen, en general, una porosidad bastante alta (11,1-25,3%) a excepción de los tres estratos que se encuentran bien cementados (0,2-0,8%). Desde el punto de vista textural existen dos tipos de porosidad. La más importante es la primaria (11,1-24,6%) que es de tipo intergranular (Figs. 6A y 6C). El otro tipo es la porosidad secundaria de fractura (0,4-1,6%) que se produce a favor de la microfracturación de los granos del esqueleto.

Se ha detectado en las muestras bien cementadas un tercer tipo de porosidad de carácter secundario generada por la disolución de ciertos granos del esqueleto, sobre todo feldespatos. Esta porosidad se encuentra casi totalmente cerrada por el crecimiento de cementos carbonáticos (calcita y dolomita) (Figs. 6D, 6E y 6F).

Las observaciones en el microscopio óptico muestran que las muestras que no tienen arcillas presentan una estructura porosa muy sencilla definida únicamente por su disposición libre entre las partículas más o menos esféricas de cuarzo. La ausencia de una fase cementante, que rellene el volumen intergranular, junto con el tamaño de grano del sedimento y su buena selección hacen que esta roca tenga un carácter macroporoso. La porosidad se dispone en forma de grandes poros que comunican entre ellos por canales que constituyen los accesos de poros. Estos estrechamientos, aunque son de tamaño inferior al del propio poro, son de dimensiones importantes (20-34 μm). En las rocas finas, los tamaños de poro varían entre 50-60 μm , llegando hasta 120 μm , mientras que en las rocas gruesas son de unas 200 μm , pudiendo alcanzar incluso las 500 ó 600 μm . Esto confiere al sistema poroso una comunicabilidad óptima, que permite una libre circulación de fluidos.

UNIDAD SUPERIOR	Tramo inferior												T. intermedio	T. sup.
	nivel 1			nivel 2			nivel 3							
LÁMINA	K 4	K 5	K 6	K 7	K 8	K 9	K 13	K 14	K 15	K 10	K 11	K 12		
Componentes	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Cuarzo detrítico (NCE)	75,5	69,3	49,7	73,0	80,5	76,6	63,6	81,9	56,9	81,2	83,6	74,0		
Q. monocristalino	69,0	56,8	40,3	53,9	68,0	61,9	53,7	76,7	52,4	68,1	70,5	69,3		
Q. policristalino fino	--	1,2	--	--	--	--	0,2	0,2	--	--	--	--		
Q. policristalino grueso	3,9	5,9	3,6	3,5	1,4	4,6	4,0	1,8	1,8	3,1	5,0	1,0		
Q. metamórfico	--	0,4	2,6	1,6	0,4	1,0	1,2	0,2	--	2,1	2,1	0,6		
Q. sintaxial hercúneo	1,6	3,4	0,4	3,6	1,9	1,5	2,6	1,6	0,6	1,4	--	0,6		
Q. en FR. platinico	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
Q. monocristalino en c-c	0,4	1,6	--	1,2	4,9	2,3	--	3,0	0,4	3,7	4,2	1,4		
Q. policristalino en c-c	0,6	--	--	0,2	0,8	1,3	--	--	--	0,4	0,2	--		
Q. monocrist. ext. ondulada	--	--	1,2	7,9	1,8	2,5	1,2	0,4	1,0	1,4	1,2	1,0		
Q. policrist. ext. ondulada	--	--	1,6	3,1	0,6	1,5	0,6	--	0,6	1,0	0,4	--		
Feld. K detrítico	--	0,4	--	--	--	--	--	--	--	1,1	0,2	0,6		
Microclina	--	0,4	--	--	+	+	--	--	--	+	+	0,2		
Ortosa	+	+	+	+	+	+	+	+	--	0,9	0,2	0,4		
Feld. en FR. Platinico	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,2	+	--		
Accesorios	--	0,6	+	--	--	--	0,6	--	--	0,2	--	--		
Moscovita, Biotita	--	--	+	+	+	--	--	--	--	+	+	--		
Turmalina, Zircón	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
Bioclistos	--	--	--	--	--	--	0,6	--	--	--	--	--		
Chert	--	0,6	--	--	--	--	--	--	--	0,2	--	--		
Matriz	--	--	--	2,0	--	2,9	--	--	--	0,2	--	--		
Matriz siliciclástica	--	--	--	2,0	--	2,9	--	--	--	0,2	--	--		
Total diagenético	4,9	4,4	49,8	8,7	--	6,9	33,7	6,9	42,7	--	--	10,3		
Coating ferruginoso	1,2	1,8	1,0	3,6	--	4,6	0,4	--	0,4	--	--	3,5		
Cemento ferruginoso	--	--	4,2	0,2	--	0,2	0,4	0,4	3,4	--	--	--		
Epimatiz	--	--	--	0,6	--	--	--	--	--	--	--	--		
Coating arcilloso	3,7	2,6	--	6,3	--	2,1	--	6,5	--	--	--	6,8		
Calcita	--	--	15,4	--	--	--	6,3	--	0,4	--	--	--		
Dolomita	--	--	14,4	--	--	--	21,8	--	0,6	--	--	--		
Dolomítico esquizado	--	--	14,4	--	--	--	1,8	--	--	--	--	--		
Dolomita reemplazando Q	--	--	0,4	--	--	--	3,0	--	8,5	--	--	--		
Dedolomita	--	--	--	--	--	--	1,8	--	22,6	--	--	--		
Dedolomita esquizada	--	--	--	--	--	--	--	--	6,8	--	--	--		
Porosidad	19,5	25,3	0,8	16,3	19,5	13,7	0,2	11,1	0,4	17,0	16,2	15,0		
Intergranular	17,8	24,6	0,4	15,6	19,5	13,7	0,2	11,1	0,4	17,0	15,8	15,0		
Fractura en Q	1,6	0,8	--	0,8	--	--	--	--	--	0,4	0,4	--		
Overized	--	--	0,4	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
Volumen granular (%)	75,6	70,3	64,6	73,6	80,5	76,5	69,1	82,0	72,2	82,4	83,8	74,7		
Matriz (%)	--	--	--	2,0	--	2,9	--	--	--	0,2	--	--		
Porosidad 1' (%)	17,8	24,6	0,4	15,6	19,5	13,7	0,2	11,1	0,4	17,0	15,8	15,0		
Porosidad 2' (%)	1,6	0,8	0,4	0,8	--	--	--	--	--	0,4	0,4	--		
Reemplazado (%)	--	--	14,8	0,6	--	--	4,8	--	15,3	--	--	--		
Cementado (%)	1,23	1,78	35,0	3,8	--	4,8	30,7	0,4	27,4	--	--	3,5		
Volumen intergranular (%)	24,4	29,7	35,4	26,4	19,5	23,5	30,9	18,0	27,8	17,6	16,2	25,3		
Tamaño de grano	0,25-05	0,25-05	0,25-05	0,25-05	0,120-5	0,120-5	0,25-1	0,25-0,5	0,125-2	0,25-0,5	0,25-1	0,25-0,5		
Esfericidad	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE		
Redondez	MR	MR	MR	MR	MR	MR	R	MR	R	MR	MR	MR		
Selección	B	MB	M	MB	MB	MB	MB	MB	M	B	MB	MB		

MB.: Muy bien seleccionado, B.: Bien seleccionado, M.: Moderadamente seleccionado
MR.: Muy redondeado, R.: Redondeado, AE: Alta esfericidad.

Tabla 1. Composición modal de las areniscas de la unidad superior de la Formación Fortuna obtenida mediante contaje en lámina delgada según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al. 1984)

Table 1. Modal composition of the upper unit sandstones of the Fortuna Formation. Gazzi-Dickinson's method (Ingersoll et al. 1984) has been used for the thin sections point-counting

Por otro lado, en las muestras que presentan matriz arcillosa, ésta se dispone de manera que recubre los granos formando un *coating* discontinuo que reduce en parte los diámetros de poros. Estas

arcillas, en muchos casos, forman meniscos que taponan los accesos de los pequeños poros (Fig. 6C), lo que cambia la configuración de la red porosa y afecta negativamente a la comunicabilidad.

Diagénesis

Cementación

En general, las areniscas de la serie oligocena continental se encuentran muy poco cementadas (Tabla 1) y en ellas el crecimiento de mineralogías autigénicas se reduce a la precipitación de cemento ferruginoso (0-5,2%), bien entre los granos del esqueleto y la matriz, bien recubriéndolos. También se ha detectado la presencia esporádica de cementos carbonáticos (calcita o dolomita) que se encuentran bien rellenando pequeñas fracturas milimétricas en los estratos (sobre todo en el tramo inferior) bien cementando aisladamente estratos de la serie miocénica. Concretamente, esta cementación aislada afecta a tres estratos del tramo inferior que, por su mayor dureza, han sido utilizados como capas de referencia a la hora de realizar las columnas estratigráficas (Figs. 4; K-6, K-13 y K-15).

La secuencia de cementación se produce de manera similar en las tres capas y empieza con un cemento ferruginoso (0,8-5,2%) de características similares al descrito anteriormente.

El segundo cemento es el dolomítico (9,1-29,2%), el cual forma pequeños rombos zonados (0,03-0,07 mm) que, o bien ocupan el espacio intergranular (14,4-21,8%), o bien reemplazan componentes del esqueleto (4,8-14,8%) (Fig. 6D). Al microscopio de catodoluminiscencia los romboedros aparecen zonados con un núcleo de luminiscencia heterogénea de color naranja, seguido de una zona no luminiscente y finalmente, un borde externo, a veces doble, de fuerte luminiscencia anaranjada (Fig. 6E). Este cemento es parcialmente remplazado por calcita (dedolomita) en los dos estratos del nivel 3 del tramo inferior (K-13 y K-15; 1,8 y 29,4% respectivamente). En el estrato más superior (K-15) es donde el proceso de reemplazamiento adquiere el mayor porcentaje (29,4%) coincidiendo con el menor contenido en dolomita (9,1%). En catodoluminiscencia, la dedolomita presenta las mismas características y colores que la dolomita (Fig. 6F).

El tercer cemento es la calcita esparítica (0,4-15,4%) que forma cristales (0,05-0,4 mm) en la porosidad primaria residual o bien a favor de fracturas secundarias que afectan al conjunto de la roca o en microfracturas que afectan individualmente a los granos del esqueleto (Fig. 6D). En la mayoría de los casos, esta calcita es no luminiscente o tiene una ligera luminiscencia de color naranja (*dull*) (Fig. 6E). Aún así, en la muestra K-13 se han observado dos generaciones diferentes de calcita. Una primera que rellena porosidad intergranular y localmente *oversized*,

mayoritariamente es no luminiscente, aunque empieza con una pequeña zonación en contacto con la dolomita. Y una segunda que rellena la porosidad residual y las microfracturas de luminiscencia *dull* anaranjada.

Compactación

En el diagrama de Housecknecht (1987) se representa el porcentaje de volumen intergranular en comparación con el porcentaje de cemento en la arenisca (Fig. 7). Según este diagrama, la mayoría de las muestras han quedado proyectadas en el área donde la compactación es superior a la cementación, exceptuando las tres muestras de las capas dolomitizadas (K-6, K-13 y K-15), lo que indica que las areniscas de la serie han perdido gran parte de su volumen intergranular inicial por compactación. Si tenemos en cuenta que las muestras de areniscas poco cementadas presentan un menor volumen intergranular (16,2-29,7%, Tabla 1) con respecto a las muy cementadas (27,8-35,4%) y asumiendo que todas las areniscas de la serie miocénica poseen unas características texturales similares (areniscas maduras con alrededor de un 40% de volumen intergranular inicial) y que han sido sometidas a un mismo enterramiento, se puede concluir que los cementos carbonáticos han inhibido en gran medida los efectos de la compactación de estos estratos y por lo tanto, son anteriores a ésta. De esta forma, la cementación es de carácter superficial y relativamente temprana.

La compactación que han sufrido estos sedimentos es de dos tipos, mecánica y química. La mecánica produjo una reorganización de los granos del esqueleto, que redujo considerablemente el volumen intergranular y la aparición de una microfracturación en los granos que creó algo de porosidad secundaria (0-1,6%). Posteriormente, con la compactación química aparecieron contactos entre los granos cóncavo-convexos (1-5,7%) debidos a los efectos de la presión-disolución.

Se ha podido estimar el grado de compactación sufrido por la roca a partir del cálculo del volumen intergranular perdido por compactación, obtenido a partir de la diferencia entre el volumen intergranular observado (Tabla 1) y el volumen intergranular inicial del sedimento. Este último ha sido determinado a partir de los valores dados por Beard y Weyl (1973) para areniscas no consolidadas y de texturas similares a las observadas. El volumen intergranular perdido por compactación oscila entre un 10,9% y un 16,3%. Esta variación depende principalmente, del tamaño de grano, puesto que, las areniscas finas se compactan más químicamente al aumentar el núme-

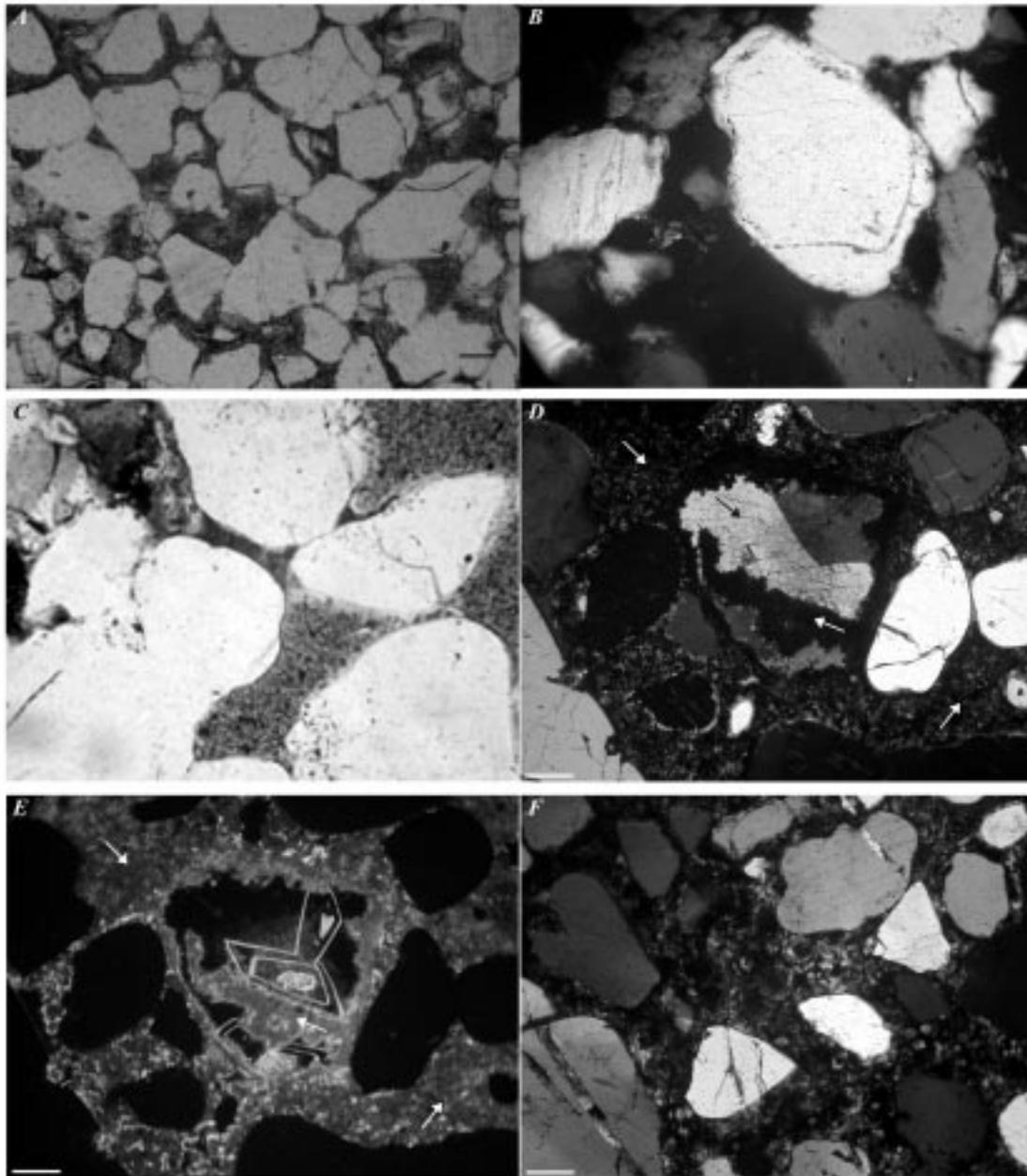


Fig. 6. Aspecto al microscopio de los diferentes componentes de las areniscas de la unidad superior de la Formación Fortuna. (A) Aspecto en el microscopio óptico de los granos de cuarzo del esqueleto con contactos cóncavo-convexos y del alto porcentaje de porosidad intergranular debido a la ausencia de cemento y matriz. Escala 200 μm . (B) En el centro, cuarzo monocristalino con cemento sintaxial heredado y en la parte superior izquierda grano de feldespato potásico. Escala 400 μm . (C) Detalle de las arcillas de infiltración mostrando texturas iluviales. Escala 400 μm . (D) Cemento intergranular de dolomita (flecha blanca) y porosidad sobredimensionada (*oversized*) rellena por cemento de dolomita (flecha blanca) y calcita (flecha negra). Escala 200 μm . (E) Imagen anterior en catodoluminiscencia con ambos cementos zonados. Escala 200 μm . (F) Cemento intergranular de dedolomita. Escala 200 μm

Fig. 6. Sandstones of the upper unit of the Fortuna Formation observed under the petrographical microscope. (A) Framework made up of quartz grains showing concave-convex contacts. The high porosity is due to the lack of cement and matrix. Scale 200 μm . (B) Monocrystalline quartz grain with an inherited overgrowth (center of the image) and K-feldspar grain (top and left of the image). Scale 400 μm . (C) Clay matrix showing illuvial textures typical of infiltration processes. Scale 400 μm . (D) Intergranular dolomite cement (white arrows) filling oversized porosity and calcite cement (black arrow) filling residual porosity. Scale 200 μm . (E) Image D under cathodoluminescence showing orange-zoned dolomite and calcite cements. Scale 200 μm . (F) Intergranular dedolomite cement. Scale 200 μm

ro de contactos y las superficies de presión-disolución. En menor medida esta variación también depende de la selección, puesto que, las arenas peor seleccionadas se compactan más mecánicamente, aunque en este caso, el efecto es imperceptible debido a que las diferencias en la selección son muy poco significativas.

Historia diagenética

La historia diagenética que han sufrido estas areniscas comienza con la precipitación de un cemento ferruginoso muy temprano que deja una fina película sobre los granos del esqueleto y de la matriz (arcillosa y siliciclástica).

A continuación y sólo en algunos estratos de la serie oligocena continental, precipita dolomita en forma de romboedros zonados conjuntamente con óxidos de Fe. Estas zonaciones corresponden a variaciones de Mn y Fe indicando oscilaciones en la composición química del fluido durante la precipitación de la dolomita (cambios del carácter oxidante-reductor).

En estos estratos la cementación prosigue con la precipitación de calcita en dos generaciones. La primera es precompactacional y ocupa la porosidad intergranular residual. Este cemento comienza con una banda zonada donde alternan zonas ricas y

pobres en Mn y Fe debido a que el fluido precipitante está en contacto con la dolomita y se enriquece en estos elementos. A medida que la dolomita se aísla debido a la precipitación de calcita, el fluido se empobrece en Mn y Fe, formándose la calcita, no luminiscente. La segunda generación es posterior a la compactación ya que el cemento de calcita ocupa la porosidad de fractura. Esta calcita es pobre en Mn y Fe por lo que debe precipitar a partir de un fluido más oxidante que el anterior.

La dedolomitización se produjo durante la precipitación de los cementos de calcita, sin poder precisar más. Como el reemplazamiento de calcita ha preservado la zonación de la dolomita, el mecanismo de formación de la dedolomita es la disolución-precipitación simultánea.

En la mayoría de los estratos de la serie no hay cementación carbonática, por lo tanto la historia diagenética en ellos, después del cemento ferruginoso prosigue con la compactación mecánica y química que produce la aparición de microfracturas y contactos de presión-disolución que son los causantes de la litificación parcial de la roca.

Procedencia

Atendiendo a las paleocorrientes obtenidas y a las direcciones estructurales principales de la cuenca, los sedimentos detríticos fueron suministrados a esta región desde áreas fuente situadas en el SO de Túnez y casi con toda seguridad el área de procedencia principal para la unidad superior de la Formación Fortuna fue la Plataforma Sahariana. Teniendo en cuenta las diferentes categorías de granos y fragmentos de roca reconocidos se puede afirmar que esta área fuente estaba caracterizada por diferentes litologías (Tabla 1). Las sedimentarias, fundamentalmente estaban representadas por areniscas cementadas por cuarzo que podrían proceder de las areniscas paleozoicas del Tassilis o de las areniscas cretácicas del *continental intercalaire* o bien de las areniscas eocenas. Las litologías plutónicas y metamórficas probablemente procedían del macizo de Hoggar. El reciclaje de las litologías sedimentarias, indicado por la presencia de cuarzos con cementos sintaxiales heredados, junto con el transporte fluvial permite explicar en parte el alto contenido en cuarzo de las areniscas de esta formación, pero no su extrema madurez. Este hecho lleva a pensar que las litologías del área fuente, o parte de las mismas, estaban afectadas por un manto de alteración (saprolito) que o bien era erosionado por la red fluvial miocena o bien era reciclado a través de las formaciones sedimentarias premiocenas.

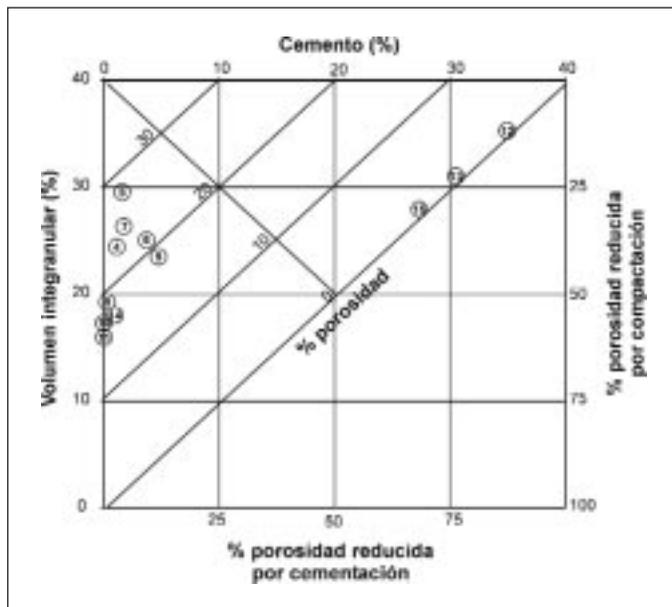


Fig. 7. Relación cemento vs. volumen intergranular (según Housecknecht, 1987)

Fig. 7. Cement vs. intergranular volume ratio (after Housecknecht, 1987)

De este manto de alteración también podrían proceder los minerales de la arcilla reconocidos en la serie. El carácter detrítico heredado de estos minerales indicaría que el área fuente estuvo en algún momento sometida a climas cálidos y húmedos o estacionales bajo la influencia de los cuales se produjo la alteración de los minerales más vulnerables químicamente de las diferentes litologías.

Conclusiones

En la región nororiental de Túnez, la unidad superior de la Formación Fortuna posee una potencia de 130 m y está constituida por areniscas de tamaño fino a muy grueso, siendo destacable la poca presencia de sedimentos finos (limos y arcillas). Los estratos muestran frecuentemente laminaciones cruzadas de mediana y gran escala, que indican direcciones de transporte procedentes del O y SO. En estos materiales dominan las facies arenosas del tipo St, Sp y Se, sedimentadas a favor de canales y en llanuras arenosas (*sand-flat*) constitutivos de un ambiente de sedimentación fluvial de tipo trenzado arenoso (*braided*), que transcurriría hacia el NE y E, es decir, paralelamente a la orientación de las principales direcciones estructurales de la zona.

Composicionalmente, estas areniscas son maduras con un muy bajo contenido en fragmentos de roca y feldespatos y pueden ser clasificadas como cuarzoarenitas. El cemento es escaso y la litificación de la roca es producto de la compactación mecánica y química que han sufrido los granos, especialmente en forma de contactos de presión-disolución.

Teniendo en cuenta estas características se puede afirmar que la unidad superior de la Formación Fortuna posee un buen potencial como reservorio, puesto que son rocas no cementadas que muestran una alta porosidad y permeabilidad, y que apenas presentan lutitas interstratificadas a lo largo de la serie. Por el contrario, la calidad como reservorio de las otras dos unidades con facies deltaico-lagunares es baja, porque la porosidad de estas areniscas suele estar rellena por cementos carbonáticos y porque en ellas son frecuentes las intercalaciones de lutitas interstratificadas.

El área de procedencia principal para esta unidad superior de la Formación Fortuna fue la Plataforma Sahariana. Este área fuente estaba caracterizada por diferentes litologías. Las sedimentarias, fundamentalmente estaban representadas por areniscas cementadas por cuarzo que podrían proceder de las areniscas paleozoicas del Tassilis o de las areniscas cretácicas del *continental intercalaire* o bien de las areniscas

eocenas. Las litologías plutónicas y metamórficas probablemente procedían del macizo de Hoggar. Las litologías del área fuente o parte de las mismas estaban afectadas por un manto de alteración (saprolito) que o bien era erosionado por la red fluvial miocena o bien era reciclado a través de las formaciones sedimentarias premiocenas. La influencia de este manto de alteración junto con el reciclaje de las litologías sedimentarias y el transporte fluvial permite explicar la extrema madurez de las areniscas de esta formación.

Referencias

- Beard, D.C. y Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 349-369.
- Biely, A. y Salaj, J. 1971. L'Oligo-Miocène de Béjaoua oriental (Tunisie septentrionale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 34, 71-107.
- Burollet, P.F. 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. Thèse Doct. Sci., *Ann. Mines et Géol.*, 18, Tunis, 350 pp.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of grauwacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707.
- Durand-Delga, M. 1956. Sur les formations antémiocènes de l'archipel de la Galite (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 243 (4), 389-392.
- Fournié, D. 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bulletin du Centre de Recherche, Exploration et Production Elf-Aquitaine*, 2 (1), 97-148.
- Gottis, C. y Sainfeld, P. 1956. *Carte géologique de la Tunisie. Feuille n°17 a 1:50.000ème de Zaouiet Madien*. Notice explicative. Service des Mines et de l'Energie. Tunis, 31pp.
- Hooyberghs, H.J.F. 1992. Foraminifères planctoniques d'âge Aquitanién (Miocène inférieur) à la base de l'unité El Haouaria à Korbous (Cap Bon). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 59, 89-103.
- Houseknecht, D. W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes to reduction of porosity in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 633-642.
- Hoyez, B. 1975. Dispersion du matériel quartzéux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 17 (6), 1147-1156.
- Hoyez, B. 1989. *Le Numidien et les flyschs oligo-miocènes de la bordure sud de la méditerranée occidentale*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Lille, 459 pp.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sores, S.W. 1984. The effects of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting model. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.

- Jauzein, A. 1957. *Carte géologique au 1:50.000 de Bir Mcherga, feuille n°28*. Notice explicative. Service des Mines et de l'Énergie, Tunis, 40 pp.
- Lajmi, T. 1968. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine de Mornag. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n°27.
- Lorenz, C. 1978. À propos de l'Oligocène tunisien et de l'alimentation du Numidien, *A.S.C.S.*, 5, 36-37.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. En: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5, 597-604.
- Rouvier, H. 1965. Présence de Tertiaire littoral transgressif sur certains massifs crétacés du nord de Bejaoua (Tunisie septentrionale). *Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de France*, Paris, 264-265.
- Rouvier, H. 1977. *Géologie de l'extrême Nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord maghrébine*. Thèse d'État, Univ. Paris VI, 898pp.
- Wezel, F.C. 1968. Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale. *Memorie de la Società Geologica d'Italia*, 7 (4), 417-439.
- Yaïch, C. 1991. La formation Grijima, un delta à influence tidale au Miocène inférieur (Tunisie Centrale). *Actes des Premières journées de Géologie appliquée*. Sfax, Tunisie, 2, 247-254.
- Yaïch, C. 1992. Dynamique des faciès détritiques Oligo-miocènes de Tunisie. *Journal of African Earth Sciences*, 15 (1), 35-47.
- Yaïch, C. 2000. Faciès sédimentaires, variation de l'accommodation et modèles tectonosédimentaires correspondants: Oligocène à Miocène inférieur de Tunisie Centre-Nord. *5th International Conference on the Geology of the Arab World*, Cairo University, 1227-1242.
- Yaïch, C. Hooyberghe, H.J.F., Durlet, C. y Renard, M. 2000. Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terra et des planètes*, 331, 499-506.
- Yaïch, C., Ben Ismail, K., Zaghbib-Turki, D. y Turki, M.M. 1994. Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord-orientale). *Science Géologie Bulletin*, 47 (1-4), 27-49.
- Zoghalmi, K. 2003. *Las areniscas miocénicas de la Formación Fortuna utilizadas en la construcción del acueducto romano de Zaghuan-Cartago: caracterización petrofísica, alterabilidad y ensayos de control sobre la idoneidad de los tratamientos de restauración*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 255 pp.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analyses of sandstones: influence of methodology on composition results. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of arenites*. NATO-ASI Ser. C.D. Reidel, Dordrecht, 148, 165-189.

Recibido: febrero 2004

Aceptado: junio 2004