

EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS DE LA PROVINCIA DE ALMERÍA

MARTÍN-PENELA, J.A.*; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.*; BARRAGAN,
G.* ; PASCUAL, A.* Y GUERRA-MERCHÁN, A.**

* Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Univ. Granada. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra.

** Dpto. de Geología Univ. Malaga.

RESUMEN

Las cuencas neógenas de la provincia de Almería conservan un registro, en algunos casos excepcional, de los sedimentos que se acumularon en ellas. Las diferentes generaciones de cuencas se presentan en ocasiones superpuestas y con diferente grado de preservación.

Algunos de los afloramientos son citados aquí por primera vez y correlacionados con otros conocidos en la literatura.

A lo largo de este trabajo se aborda la descripción del relleno de estas cuencas y su relación con los eventos tectónicos que las individualizaron, así como con aquellos otros que las destruyeron y dieron lugar a una nueva generación.

El seguimiento cronológico de los sedimentos, en base a su contenido fósil, permite no solo situar en el tiempo los principales eventos tectónicos sino también los climáticos y eustáticos.

Por último se relaciona el área objeto de análisis, hoy emergida, con la actual Cuenca de Alborán de la que fue una parte; esto permite conocer mejor la evolución de su extremidad nororiental.

Palabras Clave: Neógeno, Registro sedimentario, Béticas Orientales, Almería.

ABSTRACT

The neogene basins of the Almeria province contain a sedimentary record which is sometimes exceptional.

The different generations of basins, which are sometimes superimposed, display varied degrees of preservation.

Some of the outcrops are mentioned here for the first time and correlated with others known from the literature.

Throughout the present work we describe basin infills and their relations to the tectonic events which featured the basins, as well as those events related to their destruction and generation.

The chronology of the sediments, based on their fossil content, allows us to know the timing of the main tectonic, climatic and eustatic events.

Finally, we relate the study area with the present Alboran basin, of which it was a part; this leads to a better knowledge of its northeastern end.

Key Word: *Neogene, Sedimentary Record, Eastern Betic, Almeria*

INTRODUCCIÓN

Los últimos veinticinco millones de años han sido de gran importancia en la estructuración reciente de la Cadena Bética. Este periodo, llamado por muchos autores nealpino, fue el escenario temporal de importantes acontecimientos tectónicos, climáticos y eustáticos, cuyas evidencias han quedado registradas en las cuencas sedimentarias que, a lo largo de este tiempo, se formaron, rellenaron y, en algunos casos, se destruyeron.

La provincia de Almería, desde el punto de vista geológico, corresponde en su mayor parte a las Zonas Internas Béticas y sólo al Norte de la provincia están representadas las Zonas Externas y el contacto entre ambas, en el denominado Corredor de Vélez Rubio (Fig. 1).

Los sedimentos de estos últimos veinticinco millones de años cubren aproximadamente un tercio de la superficie provincial y se presentan: bien rellenando la última generación de cuencas formadas a comienzos del Mioceno superior y con buenas condiciones de exposición, o bien como relictos de cuencas más antiguas, formadas, rellenadas y destruidas en relación con los procesos extensionales que afectaron al edificio bético interno durante el Mioceno inferior y medio. Los sedimentos más antiguos suelen aflorar en los bordes de las cuencas más recientes, presentándose muy tectonizados e implicados en las deformaciones que afectaron al basamento.

EL MIOCENO INFERIOR Y MEDIO

Los sedimentos de esta edad afloran de modo disperso y con poca extensión en los bordes de las cuencas más recientes; por lo general están bastante tectonizados y no siempre afloran con buenas condiciones de observación. Como característica común a todos los sedimentos de esta edad, se puede señalar el hecho de que fueron nutridos exclusivamente por clastos procedentes de los Complejos Alpujárride y Maláguide.

Mioceno inferior. Reposan en discordancia sobre el basamento o bien en contacto mecánico con él. Las litologías más características corresponden a calcarenitas bioclásticas, silexitas, margas calcareas de color gris con intercalaciones de areniscas rojas, brechas y conglomerados con matriz calcarenítica.

Sin embargo, lo más frecuente es que los sedimentos de esta edad estén representados por brechas soportadas por una matriz de la misma naturaleza que los cantos, con pobre estratificación. La edad de estos sedimentos, obtenida a partir de foraminíferos plantónicos y nannoplancton calcáreo es Burdigaliense inferior.

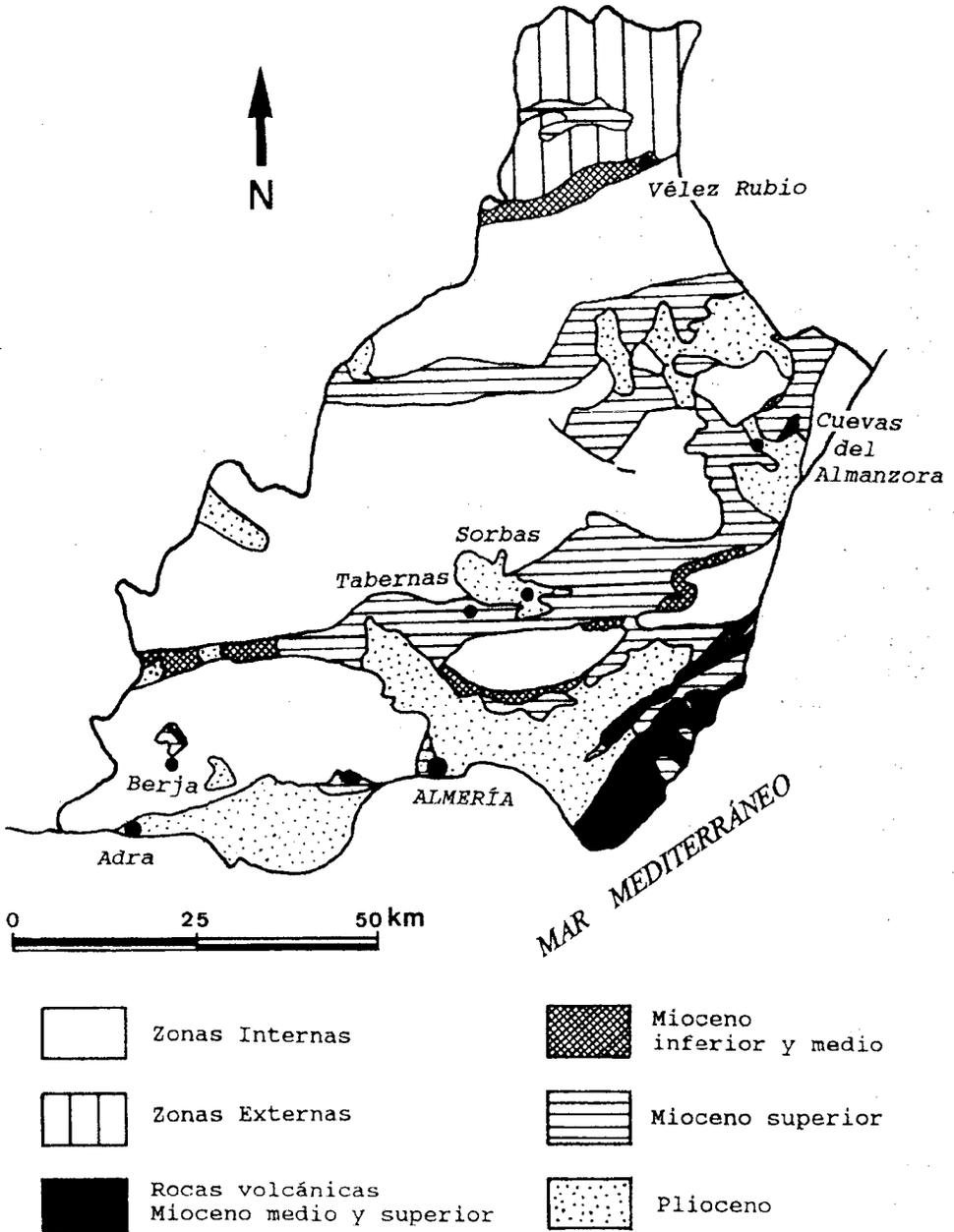


FIG. 1.- Esquema geológico de la Prov. de Almería

Afloran estos sedimentos en el Corredor de Vélez Rubio, donde se conocen bajo el nombre de Fm. Fuente (Soediono, 1971), en el Sur de Sierra de Almagro, en la terminación suroccidental de la Sierra Cabrera, bajo el nombre de Fm. Alamo (Völk y Rondel, 1964), y en la terminación occidental de Sierra Alhamilla (Pascual et al., 1991) (Fig. 1).

Mioceno medio. Igual que los sedimentos del Mioceno inferior, los del Mioceno medio también son discordantes sobre el basamento, o están en contacto mecánico con él, o están discordantes sobre los sedimentos del Mioceno inferior antes descritos.

Las litologías son por lo general detríticas, solo se conocen algunas formaciones arrecifales de poca entidad y difícil datación, las más abundantes son de conglomerados y brechas, algunas calcarenitas bioclásticas y margas calcáreas.

Suele comenzar el registro de este intervalo de tiempo con margas calcáreas grises, ricas en foraminíferos y nannofosiles que permiten datar el Langhiense superior. Le siguen conglomerados y arenas de colores rojizos, de edad Serravalliense inferior. Un episodio transgresivo, de edad Serravalliense inferior y medio, está representado por depósitos de plataforma bioclástica de clima templado, que cambian a facies de margas arenosas de colores amarillos hacia las partes centrales de las cuencas. Le sigue un episodio regresivo, puesto de manifiesto en toda la cordillera, hacia el Serravalliense superior (Rodríguez Fernández, 1982; Rodríguez Fernández et al., 1990), caracterizado por importantes cuñas clásticas en los bordes de algunas cuencas, con sedimentación continental o marina dependiendo de su ubicación.

Afloran estos sedimentos en el Corredor de Vélez Rubio, donde se les conoce como Fm. Espejos (Hermes, 1984); en el borde Sur de la Sierra de Almagro y en el borde Norte de Sierra Cabrera (Rondell, 1965; Alvado, 1986) donde se conocen como Fm. Umbria; en el borde nororiental de Sierra Alhamilla (Pascual et al., 1991); en el borde Sur y SW de Sierra Alhamilla (Ott d'Estevou, 1980; Ott d'Estevou y Montenat, 1990); en el Corredor de la Alpujarra (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1988; Rodríguez Fernández et al., 1990) y en la Cuenca de Berja (Crespo Blanc et al., 1994)(fig. 1).

Contexto geodinámico y paleogeográfico durante el Mioceno inferior y medio

De la distribución geográfica que actualmente presentan los sedimentos del Mioceno inferior y medio (Fig. 1), así como por la naturaleza y características de éstos, se pueden hacer algunas consideraciones de interés.

En primer lugar, llama la atención la ausencia de estos sedimentos en algunas de las cuencas tales como las de Tabernas, Sorbas, Vera y Huércal Overa-Corredor del Almanzora. Este hecho denuncia la no existencia de tales cuencas en aquel tiempo. Por otro lado, dos cuencas estrechas y elongadas, en dirección N70-80E serían las que albergarían la sedimentación en este tiempo: el Corredor de Vélez Rubio, situado en el frente septentrional de las Zonas Internas y el Corredor de la Alpujarra. Este último sería

de mayor longitud e integraría también los afloramientos del Sur de Sierra Alhamilla y los del Norte de Sierra Cabrera. Durante este tiempo también la Cuenca de Alborán fue un lugar con sedimentación, de carácter olistostrómico en el Aquitaniense y Burdigaliense, y de carácter pelágico autóctono a partir del Langhiense (Comas et al., 1992).

Es difícil proponer, por el momento, una génesis clara para estas dos cuencas casi paralelas. Ambas tendrían un basamento constituido por materiales del Complejo Alpujárride y en algunos lugares por rocas del Complejo Maláguide, superpuesto tectónicamente al anterior en época premiocena. Sin embargo el contexto extensional, propuesto desde hace tiempo para el edificio bético interno (Fontboté, 1957; Voet, 1967; Delgado, 1978; etc.) recientemente precisado en su edad y estilo (Balanyá y García Dueñas, 1987; Aldaya et al., 1991; García Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc et al., 1994; etc.), permite hacer dicha propuesta con un mayor número de argumentos.

El primer episodio extensional para el que se ha reconocido una dirección concreta ha sido el que afectó al contacto Maláguide-Alpujárride, de edad Oligoceno superior - Aquitaniense, con una dirección de componente Este para el bloque de techo (Aldaya et al., 1991). En relación con con éste episodio pudo estar la apertura de las cuencas del Mioceno inferior, en las que se depositaron los sedimentos del Grupo Viñuela (Martín Algarra, 1987). Así lo demuestra el hecho de que los sedimentos depositados en dichas cuencas fueran los primeros en situarse discordantes sobre los Complejos Alpujárride y Maláguide a la vez y fueran nutridos por ambos.

La ubicación relativa de estas cuencas es difícil de precisar, dado el carácter alóctono de los sedimentos y sus basamentos, si bien se situarían próximas al frente septentrional de las Zonas Internas y en las zonas de sutura entre los Complejos Alpujárride y Maláguide.

El siguiente episodio extensional, cuya dirección ha sido reconocida fue de edad Langhiense inferior (Crespo Blanc et al., 1994), y afectó al Complejo Alpujárride con una dirección de extensión de componente Norte. A este episodio pudo estar ligada tanto la destrucción de los afloramientos de edad Burdigaliense superior-Langhiense inferior, muy escasos y mal conocidos, como la apertura de las cuencas del Langhiense superior-Serravalliense.

De esta edad podría considerarse la apertura de la Cuenca de Alborán, ya que los primeros sedimentos autóctonos que alberga parecen ser del Langhiense superior. Esta misma edad ha sido propuesta por otros autores para la apertura de la Cuenca de Alborán, si bien basada en criterios diferentes (Le Pichon et al., 1972).

En la parte NE de la Cuenca de Alborán, hoy emergida, las cuencas de esta edad están representadas, principalmente, por el Corredor de la Alpujarra y su prolongación al Este, así como la extremidad oriental del Corredor de Vélez Rubio. En este sentido, las áreas relictas de estas cuencas han sido propuestas como zonas donde los contactos entre los sedimentos neógenos y el basamento son fallas que muestran características de movimiento de salto en dirección, así: Hermes (1984) en el Corredor de Vélez Rubio; Sanz de Galdeano et al. (1985), Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano (1988) y

Rodríguez Fernández et al. (1990) en el Corredor de la Alpujarra y por último Sanz de Galdeano (1987), Ott d'Estevou (1980) y Ott d'Estevou y Montenat (1990) en el borde norte de las sierras Alhamilla y Cabrera.

Si bien algunos de estos accidentes han podido funcionar en épocas más tardías, las evidencias del movimiento transcurrente durante la sedimentación, en muchos casos parecen innegables. Una posibilidad de compatibilizar el movimiento transcurrente con el contexto extensional sería que dichos accidentes hubieran sido fallas de transferencia del sistema extensional que afectó a las Zonas Internas durante el final del Mioceno medio (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

El último periodo de extensión generalizado a nivel de la Cordillera ha sido el reconocido a finales del Mioceno medio con una dirección principal hacia el W-SW y en algunos puntos al N-NW (Galindo Zaldivar et al., 1989; García Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1992), el cual dio origen a las cuencas del Mioceno superior y expuso a la erosión el Complejo Nevado Filábride.

EL MIOCENO SUPERIOR

Los sedimentos del Mioceno superior se encuentran rellenando las cuencas que se formaron al final del Mioceno medio, las más importantes son: Corredor del Almanzora - Húercal Overa, Vera, Sorbas, Tabernas - Corredor de la Alpujarra, Andarax - Níjar y Campo de Dalías.

Como características comunes de éstas se pueden citar: que reposan discordantes sobre el basamento, constituido, por los Complejos Maláguide, Alpujárride o Nevado Filábride, o bien sobre sedimentos neógenos más antiguos; que pueden estar nutridos por cualquiera de las unidades sobre las que se apoyan y por último, que sus condiciones de preservación y afloramiento son bastante mejores que las de las cuencas más antiguas.

Tortonense. Los sedimentos tortonienses de la provincia de Almería suelen comenzar por conglomerados de tonos rojizos, soportados por matriz areno arcillosa y pobremente estratificados. Fueron depositados por abanicos aluviales que drenaban los relieves previamente formados al final del Mioceno medio. Estos conglomerados, que no contienen fauna, han sido tradicionalmente atribuidos al Tortonense inferior, y afloran principalmente en el Corredor del Almanzora, en la Cuenca de Húercal Overa, en el borde Sur de Sierra Nevada y en el borde Sur de la Sierra de Almagro. La transgresión del Tortonense inferior, bien documentada en el sector occidental de la Cordillera (Fernández y Rodríguez Fernández, 1991), se manifiesta más tardiamente en este sector. Sólo en algunos puntos del Corredor del Almanzora (Guerra Merchán et al., 1988) y en el borde Norte de Sierra Alhamilla (Pascual et al., 1991) se conocen sedimentos marinos de esta edad (fig. 1 y 2A).

La creación de relieves, concomitante con la subsidencia tectónica, condicionó la aparición de importantes cuñas clásticas en los bordes de las cuencas; así lo más característico es que a los anteriores depósitos le sigan conglomerados de color gris deposti-

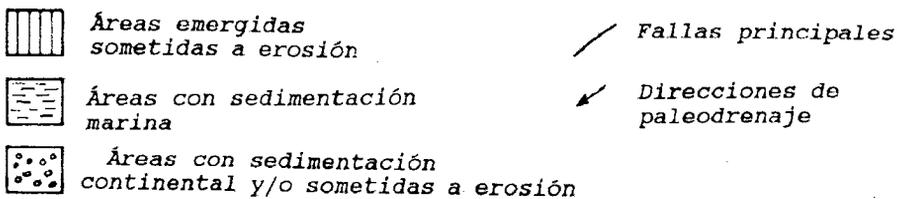
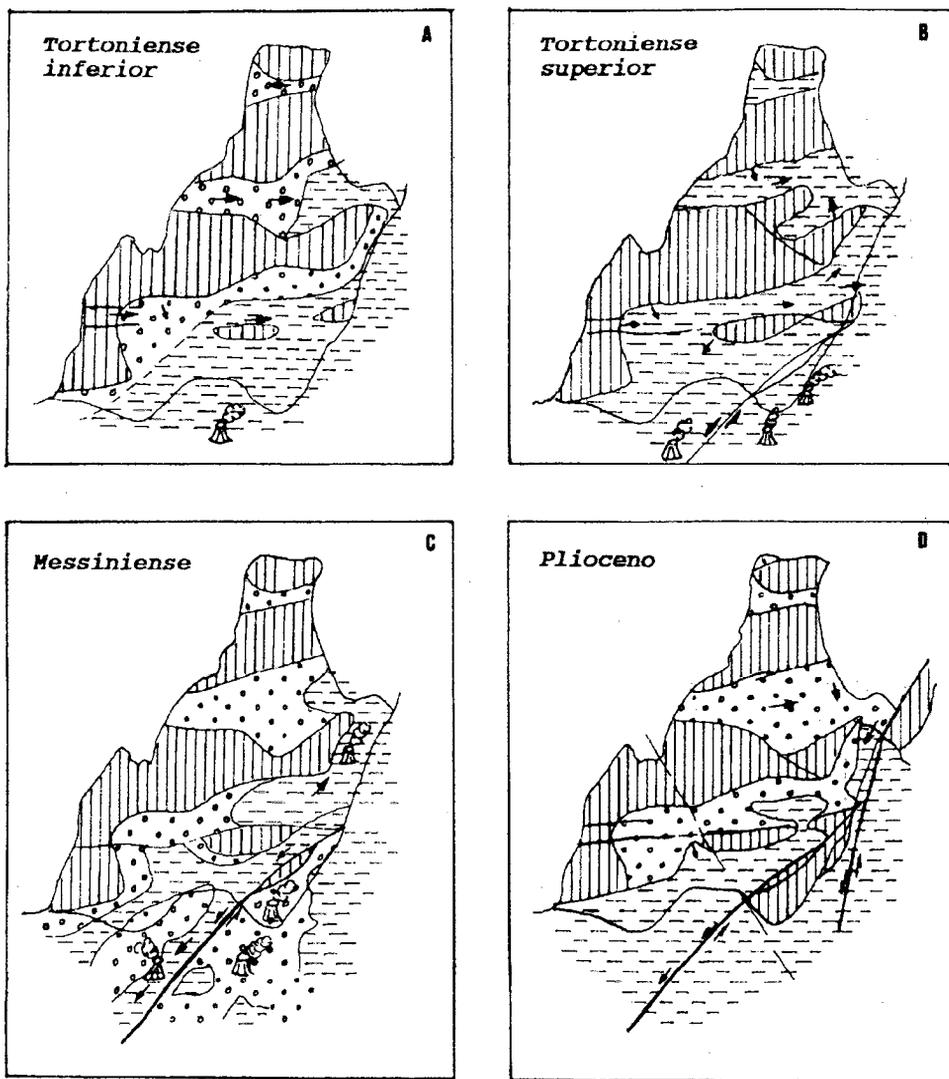


FIG. 2.- Esquema paleogeográfico de las cuencas neógenas.

tados en un medio marino, organizados en secuencias estrato y grano crecientes, que fueron depositados por abanicos deltaicos que sustituyeron a los anteriores abanicos aluviales. Estos depósitos están bien representados en el borde Sur de Sierra Nevada y en los bordes Norte y Sur de la Sierra de Filábres.

Discordantemente, sobre los anteriores conglomerados, se depositó una nueva generación de abanicos deltaicos, caracterizados por presentar secuencias grano y estrato decrecientes, integradas por alternancias de conglomerados, margas y limos amarillentos, terminando en margas pelágicas de color gris hacia el techo y el centro de las cuencas. El carácter regresivo de esta secuencia, coincidente con el inicio de un importante descenso eustático, se pone de manifiesto por la aparición de arrecifes coralinos, contruidos principalmente por *Tarbellastrea*, en los *top-set* de los abanicos deltaicos (Dabrio, 1974; Guerra Merchán, 1992; Guerra Merchán y Serrano, 1993). Estos depósitos están bien representados en todas las cuencas.

El final del Tortonense, coincidió con un evento compresivo de dirección N-S aproximadamente (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993) que afectó por igual al basamento y a los depósitos neógenos albergados en las cuencas. Resultados de dicho evento fueron:

- La formación de los núcleos anticlinales que presentan las principales sierras tales como Nevada, Gádor, Alhamilla y Cabrera, además de otros no aflorantes, por estar cubiertos por sedimentos más recientes, pero deducibles en sismica de reflexión en el Campo de Dalías y el Golfo de Almería (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).
- El plegamiento de las superficies de *detachment* que se habían formado al final del Mioceno medio.
- Consecuencia del plegamiento de estas antiguas superficies de falla, es el hecho de que muchas de ellas aparezcan en los bordes de las cuencas con fuertes buzamientos o incluso verticalizadas.
- El cambio en la paleogeografía, que supuso que las cuencas messinienses se ubicaran en las áreas más deprimidas y por lo general redujeran su extensión en relación con las tortonienses.

Messiniense. Desde el punto de vista estratigráfico el tránsito Tortonense - Messiniense se caracteriza por un nivel de calcarenitas bioclásticas ampliamente representado, conocido como «caliza de algas» por los autores franceses (Ott d'Estevou, 1980), o como «Miembro Azagador» de la Fm. Turre, por los holandeses (Völk, 1966). Se trata de un característico nivel de calcarenitas bioclásticas depositadas en un medio de plataforma de aguas templadas tipo rampa homoclinal, que rodearía los relieves más prominentes y enlazaría con el centro de las cuencas, donde se depositaban margas calcáreas de color gris.

El resto de la serie messiniense difiere bastante de unos puntos a otros, si bien tiene como denominador común el haberse depositado en un contexto de descenso eustático generalizado.

Así, por ejemplo, la unión de la cuenca de Vera con la de Sorbas y la propia Cuenca

de Vera contienen importantes cantidades de turbiditas, que ponen de manifiesto, tanto el activo papel de la tectónica, como la fuerte erosión a que fueron sometidos los bordes de las cuencas tortonienses y el basamento, como consecuencia del descenso eustático antes indicado.

En la cuenca de Sorbas se encuentra un excelente registro de los episodios evaporíticos (Dronkert et al., 1979). Estos depósitos evaporíticos se conocen además en la cuenca de Vera, incorporados a un conjunto olistostrómico de edad Messiniense superior (Barragán, 1986-1987); en la de Tabernas, donde afloran de modo fragmentario, y en las de Níjar y Campo de Dalías, donde se conocen a partir de sondeos.

Las formaciones arrecifales de la Cuenca de Sorbas (Dabrio et al., 1981; Braga et al., 1990; Martín et al., 1993; Martín y Braga, 1994), constituyen uno de los aspectos más característicos del registro de la misma. Estas formaciones arrecifales demuestran cómo dentro del proceso de confinamiento de las cuencas, durante la «crisis messiniense», algunos episodios de inundación restablecieron las condiciones normales de salinidad y temperatura.

En otras cuencas los depósitos continentales se intercalan con los marinos en los bordes, como en la de Huércal Overa (Briend, 1981), o bien no existen. En su lugar aparece una importante superficie de erosión, sobre la que reposan en discordancia los depósitos pliocenos, como en el Corredor de las Alpujarras y el del Almanzora.

Un caso particular lo constituye la Cuenca de Vera, donde la sección de Cuevas del Almanzora fue propuesta como ejemplo de continuidad sedimentaria entre el Messiniense y el Plioceno (Montenat et al., 1976) poniendo, en consecuencia, en cuestión la desecación de las cuencas periféricas del Mediterráneo durante la crisis salina del Messiniense. Sin embargo una cartografía detallada de la zona (Barragán, 1986-87), ha permitido poner de manifiesto una discordancia regional claramente diferenciada en los bordes y que se manifiesta como una paraconformidad en la sección de Cuevas. Dicha paraconformidad tiene su origen en la sedimentación restringida a que se vio sometida la parte central de la cuenca, como consecuencia de la no pérdida de la lámina de agua en la parte central y más profunda, donde se produjo un cambio en el quimismo de las aguas (Barragán y Martín Penela, 1994). Este cambio en el quimismo de las aguas queda puesto de manifiesto por las faunas y flora fósil encontrada por encima de la citada paraconformidad (Geerlings et al., 1980).

Contexto geodinámico y paleogeográfico durante el Mioceno superior.

Las cuencas del Mioceno superior fueron resultado de la extensión acaecida durante el final del Mioceno medio. La principal consecuencia de este proceso fue, además de la formación de estas cuencas, la exhumación y puesta en erosión del Complejo Nevado Filábride, hasta entonces cubierto por el Complejo Alpujárride. Esto explica el hecho de que los sedimentos más antiguos no contengan detritos del Complejo Nevado Filábride y que los primeros sedimentos discordantes sobre éste sean los del Tortoniense inferior.

La formación de estas cuencas supuso un importante cambio en la paleogeografía, con creación y exposición de nuevos relieves y nuevas áreas de sedimentación. Esta nueva distribución de mares y tierras llevó aparejados importantes cambios en las condiciones paleoceanográficas, que por el momento no sabemos bien evaluar. En este sentido el esquema paleogeográfico, deducido de la distribución de los sedimentos (Fig. 2A, B y C), correspondería a un conjunto de islas entre las cuales estrechos corredores servirían para producir intercambios de masa de agua entre las distintas cuencas, lo que explicaría la distribución de sedimentos y las características de los mismos.

El plegamiento ocurrido en el tránsito Tortonense - Messiniense, de dirección próxima a N-S, acentuó más los rasgos paleogeográficos con la formación de los núcleos anticlinales de las principales sierras y el estrechamiento de los corredores entre las cuencas. Dicha situación, unida al descenso eustático generalizado, propició el confinamiento a que se vieron sometidas las cuencas messinienses; con repetidas inundaciones y restricciones. Esto explica lo complejo y diferente del registro sedimentario messiniense de unas cuencas a otras próximas, así como los cambios en las condiciones paleoceanográficas, que ocasionaron alternancias en la sedimentación entre ambientes de aguas templadas y tropicales (Martín y Braga, 1994).

EL PLIOCENO

Tras la crisis messiniense, la reanudación de la conexión con el Atlántico supuso la inundación de las cuencas, lo que produjo una transgresión sobre las más próximas al litoral. Esta transgresión quedó registrada por una potente serie de margas calcáreas de color gris, discordantes sobre el basamento o sobre otros sedimentos neógenos más antiguos que han podido ser datadas como Plioceno inferior (Addicot et al., 1978; Martín Pérez y Martínez Gallego, 1989) y que, dependiendo del lugar, ha recibido diferentes denominaciones, tales como Fm. Loco (Addicot et al., 1978) o Fm. Cuevas (Völk y Rondel, 1964).

El Plioceno medio-superior, con un claro esquema de descenso eustático, es más variado en litología y está representado por una secuencia regresiva, que comienza por margas calcáreas grises y amarillas en las partes centrales de las cuencas y por calcarenitas bioclásticas, arenas y conglomerados marinos, en los bordes próximos a los relieves emergidos. Estos sedimentos son conocidos en el Campo de Dalías como Fm. Entinas (Addicot et al., 1978). En contacto con el basamento algunos cuerpos de conglomerados y arenas corresponden a dispositivos deltaicos, instalados a la salida de las principales redes de drenaje de los relieves que se formaron durante el Plioceno; según su ubicación y quien los ha estudiado se conocen con diversos nombres, como Fm. Espiritu Santo (Völk y Rondel, 1964; Postma y Roep, 1985) o Fm. Abrijoa (Postma, 1984).

La parte alta del Plioceno superior está representada por conglomerados y arenas, discordantes sobre el basamento o sobre sedimentos neógenos más antiguos. Estos sedimentos, fueron depositados por abanicos aluviales, procedentes de los relieves circundantes a las cuencas, que cambiaban de facies hacia las partes centrales ocupadas por áreas lacustres, generalmente endorreicas, donde se depositaban sedimentos de

granulometría más fina o bien carbonatos. También las formaciones de esta edad han recibido diferentes denominaciones tales como «Miembro Zorreras» de la Fm. Caños (Ruegg, 1964) en la Cuenca de Sorbas; Fm. Salmerón (Völk y Rondel, 1964) en el NW de la Cuenca de Vera, Fm. Gádor (Montenat, 1975) en la Cuenca del Andarax, etc..

Un caso excepcional, que merece un comentario por su significación paleogeográfica, es el del Miembro Zorreras en la Cuenca de Sorbas. Los depósitos continentales de éste presentan una intercalación de margas y arenas marinas, de una decena de metros, datadas como Plioceno (Montenat y Ott d'Estevou, 1977). Este hecho guarda relación con la inundación por el mar, durante el Plioceno superior, que a juicio de los citados autores se debió producir por el estrecho de Polopos, que conectaría temporalmente la Cuenca de Sorbas con la de Níjar.

Edad	Variaciones del nivel del mar	Contexto geodinámico	Principales eventos
Plioceno	Sup. Inf.	Regresión Transgresión	Compresión N > - < S aprox.
Messiniense		Caida del nivel del mar	"Crisis salina"
Tortonense	Sup. Inf.	Regresión Transgresión	Compresión N > - < S aprox. Formación cuencas messinienses Creación de nuevos relieves
Serravaliense	Sup. Inf.	Regresión Transgresión	Episodio extensional Formación cuencas tortonenses
Langhiense	Sup. Inf.		Apertura cuenca de Alborán Episodio extensional Formación cuencas langh. sup.-serrav.
Burdigaliense	Sup. Inf.	Transgresión	
Aquitaniense		Episodio extensional	Formación cuencas "Grupo Viñuela"

FIG. 3.- Evolución paleogeográfica de la Cuenca

Contexto geodinámico y paleogeográfico durante el Plioceno

El rasgo geológico más llamativo del Plioceno fue la acusada subsidencia tectónica que experimentaron la mayoría de las cuencas, especialmente las proximas al litoral. Así en el Sur del Campo de Dalías se llegaron a acumular mil metros de sedimentos pliocenos (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). Paralelamente también tuvo lugar un importante ascenso de los relieves.

El Plioceno inferior tuvo un régimen tectónico extensivo con grandes saltos en las fallas, algunas de las cuales pudieron ser más antiguas y rejugan en este tiempo.

En el Plioceno superior un nuevo pulso tectónico compresivo, de dirección casi submeridiana, hizo que muchas fallas rejugaran con movimientos de salto en dirección, situación que parece continuar hasta la actualidad. En este contexto antiguas fallas, próximas a N80E, se movieron con salto en dirección dextrorso, como las del Corredor de las Alpujarras o las del Corredor del Almanzora. También algunas fallas de dirección N45E se movieron con salto en dirección en régimen sinestorso, como la de la Serrata-Carboneras (De la Chapelle, 1988; Boorsma, 1993) (Fig. 2D).

También durante el Plioceno los reajustes isostáticos locales parece que propiciaron un levantamiento general de la región, así en algunas cuencas se ha estimado que este pudo ser del orden de los setecientos metros (Cloetingh et al., 1992).

Desde el punto de vista del eustatismo, el Plioceno comenzó con la transgresión subsiguiente a la «crisis salina», y culminó con la regresión generalizada que redujo la Cuenca de Alborán casi a sus límites actuales y continentalizó las cuencas próximas al litoral.

Mención especial merece la inundación marina temporal, a través del estrecho de Polopos, que invadió temporalmente la Cuenca de Sorbas durante el Plioceno superior.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

La provincia de Almería, perteneciente en su mayor parte a las Zonas Internas Béticas, alberga en sus cuencas neógenas un excelente registro sedimentario de los últimos veinticinco millones de años.

Estas cuencas con diferente grado de tectonización y preservación fueron el resultado de los acontecimientos tectónicos, climáticos y eustáticos que afectaron al Bloque Continental de Alborán durante el Neógeno (Fig. 3).

Desde el punto de vista geodinámico y paleogeográfico, la región fue parte de la extremidad nororiental de la Cuenca de Alborán, al menos desde el Langhiense superior. Esta afirmación está argumentada en el hecho de que tanto la Cuenca de Alborán como las ubicadas en la región descrita, tienen un basamento común, un registro sedimentario similar, y una evolución geodinámica paralela.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto PB91-0080-C02-01 (DGICYT) y en el Grupo de Trabajo 4085 de la Junta de Andalucía.

BIBLIOGRAFÍA

- ADDICOT, W. O., PARKE, D., SNAVELY, P. O., BURKY, D., AND POORE, R. Z. (1978): «Neogene stratigraphy and palontology of southern Almeria province, Spain: an overview» *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1454: 1-49.

- ALDAYA, F., ALVAREZ, F., GALINDO ZALDIVAR, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., JABALOY, A. AND NAVARRO VILÁ, F. (1991): «The Maláguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment» *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313: 1447-1453.
- ALVADO, J. C. (1986): «Sédimentation, déformation et manifestations magmatiques associées au couloir de décrochement de Palomares: le bassin de Vera (SE de l'Espagne)» *Thèse, Mém. Sc. Terre, Paris* 6, 232 p.
- BALANYÁ, J. C. ET GARCÍA DUEÑAS, V. (1987): «Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de parts et d'outre du Détroit de Gibraltar» *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304: 929-933.
- BARRAGÁN, G. (1986-1987): «Una nueva interpretación de la sedimentación neógena en el sector suroccidental de la Cuenca de Vera» *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 449-457.
- BARRAGÁN, G. Y MARTÍN PENELA, A. J. (1994): «Diversidad en el registro sedimentario de la crisis Messiniense en la Cuenca de Vera (Almería). Análisis e interpretación» *IIº Congreso Español del Terciario*, 59-62.
- BOORSMA, L. J. (1993): «Syn-tectonic sedimentation in a neogene strike-slip basin (Serrata area, SE Spain)» *Academic Proefschrift, Vrije*, 85 p.
- BRAGA, J. C., MARTÍN, J. M. AND ALCALA, B. (1990): «Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain)» *Sedimentary Geology*, 66: 135-150.
- BRIEND, M. (1981): «Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal-Overa (Cordillères bétiques orientales, Espagne)» *Thèse Sc., Institut Géologique Albert de Lapparent, Paris*, 208 p.
- CLOETINGH, S., VAN DER VEEK, P. A., VAN REES, D., ROEP, T., BIERMANN, C. AND STEPHENSON, R. A. (1992): «Flexural interaction and dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic Region» *Geo-Marine Letters*, 12: 66-75.
- COMAS, M. C., GARCÍA DUEÑAS, V. AND JURADO, M. J. (1992): «Neogene Tectonics Evolution of the Alboran Sea from MCS Data» *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
- CRESPO BLANC, A., OROZCO, M. AND GARCÍA DUEÑAS, V. (1994): «Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal faults systems» *Tectonics*, 13: 78-88.
- DABRIO, C. J. (1974): «Los niveles arrecifales del neógeno de Purchena (S.E. Cordilleras Béticas)» *Cuadernos de Geología*, 5: 79-88.
- DABRIO, C. J., ESTEBAN, M. AND MARTÍN, J. M. (1981): «The Coral Reef of Nijar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, S.E. Spain» *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 521-539.
- DE LA CHAPELLE, G. (1988): «Le bassin néogène de Nijar-Carboneras (Sud-Est de l'Espagne). Les relations entre la sédimentologie et les étapes de la structuration» *Travaux de Recherche de l'IGAL, Univ. Claude Bernard, Lyon*, 240 p.
- DELGADO, F. (1978): «Los Alpujárrides en la Sierra de Baza» *Tesis Doctoral, Univ. Granada (ined)*, 483 p.
- DRONKERT, H., VAN DER POEL, H. AND GEERLINGS, L. P. A. (1979): «Gypsum deposits in the Province of Almería. Consequences for the western Mediterranean.» *VIIIth International Congress on Mediterranean Neogene, Hors Serie. 1: 345-354.*
- FERNÁNDEZ, J. AND RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1991): «Facies evolution of nearshore marine clastic deposits during the Tortonian transgression-Granada Basin, Betic Cordilleras, Spain» *Sedimentary Geology*, 71: 5-21.
- FONTBOTÉ, J. M. (1957): «Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne)» *C. R. Acad. Sci. Paris*, 245: 1324-1326.
- GALINDO, J., GONZALEZ LODEIRO, F., AND JABALOY, A. (1989): «Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)» *Geodinamica Acta*, 3: 73-85.

- GARCÍA DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. AND MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J. M. (1992): «Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications» *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- GEERLINGS, L. P. A., DRONKERT, H., VAN DE POEL, H. M. AND VAN HINTE, J. E. (1980): «Chara sp. in Mio-Pliocene marls at Cuevas del Almanzora, Vera Basin, S.E. Spain.» *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B*, 83: 29-37.
- GUERRA MERCHÁN, A. (1992): «La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora» *Tesis. Univ. Granada*, 237 p.
- GUERRA MERCHÁN, A., MARTÍN PEREZ, J. A. Y SERRANO, F. (1988): «El Mioceno superior de la Depresión de Guadix - Baza en el sector de Caniles. Implicaciones paleogeográficas» *Mediterránea*, 7: 5-16.
- GUERRA MERCHÁN, A. Y SERRANO, F. (1993): «Cronoestratigrafía de los arrecifes neógenos del Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas, España)» *Revista Española de Paleontología, N° Extraordinario*: 130-139.
- HERMES, J. J. (1984): «New data from the Vélez Rubio Corridor: suport for the transcurrent movement of this linear structure» *Kon. Ned. Akad. Wet. Proc.*, 87: 319-333.
- JABALOY, A., GALINDO ZALDIVAR, J. AND GONZALEZ LODEIRO, F. (1992): «The Mecina extensional system: Its relation whit the post-aquitanian piggi-back basin and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)» *Geo-Marine Letters*, 12: 96-103.
- LE PICHON, X., PAUTOT, G. AND WEILL, J. P. (1972): «Opening of the Alboran Sea» *Nature*, 236: 83-85.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987): «Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas» *Tesis. Univ. Granada*, 1171 p.
- MARTÍN, J. M. AND BRAGA, J. C. (1994): «Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean» *Sedimentary Geology*, 90: 257-268.
- MARTÍN, J. M., BRAGA, J. C. AND RIDING, R. (1993): «Siliciclastic-Stromatolites and Thrombolites, Late Miocene, S.E. Spain» *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 131-139.
- MARTÍN PEREZ, J. A. Y MARTINEZ GALLEGO, J. (1989): «Datos preliminares sobre la biestratigrafía de los sedimentos marinos pliocenos del litoral almeriense» *I Colloque du Néogène Atlantico-Méditerranéen, Guide excursions et Résumé des Communications*, 63-67.
- MONTENAT, CH. (1975) «Le néogène des Cordilleres bétiques. Essasi de synthèse stratigraphique et Paléogéographique» (*ined*). 187 p.
- MONTENAT, CH., BIZON, G. ET BIZON, J. (1976): «Continuité ou discontinuité de sédimentation marine mio-pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Cordillères bétiques, Espagne méridionale)» *Rev. IFP*, 31: 613-663.
- MONTENAT, CH. ET OTT D'ESTEVOU, PH. (1977): «Présence du Pliocène marin dans le bassin de Sorbas (Espagne méridionale) Conséquences paléogéographiques et tectoniques» *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, : 209-211.
- OTT D'ESTEVOU, PH. (1980): «Evolution dynamique du basin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne)» *Institut Geologique Albert de Lapparent, Paris*, 246 p.
- OTT D'ESTEVOU, PH. ET MONTENAT, CH. (1990) «Le Bassin de Sorbas-Tabernas». En: «Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne)» (*Montenat, Ch. Ed, Institut Geologique Albert de Lapparent, Paris*, 101-128.
- PASCUAL, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J. A. (1991): «Relación entre tectónica y sedimentación en las cuencas neógenas de Granada, Alpujarras y Tabernas» *I Congreso Español del Terciario, Libro-Guía Excursión nº6*, 147 p.
- POSTMA, G. (1984) «Mass flow conglomerates in a submarine canyon: Abrija fan-delta, Pliocene, SE Spain». en: «Sedimentology of gravels and conglomerates» (*Koster E.H. and Stell, R.J. Ed, Canad. Soc. Petrol. Geol.*, 237-258.

- POSTMA, G. AND ROEP, T. B. (1985): «Resedimented Conglomerates in the Bottomsets of Gilbert-Type Gravel Deltas» *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 874-885.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1982): «El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas» *Tesis. Univ. Granada*, 224 p.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. AND MARTÍN PENELA, A. J. (1993): «Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea)» *Geodinamica Acta*, 6: 255-270.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. ET SERRANO, F. (1990) «Le Couloir des Alpujarras». En: «*Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne)*» (Montenat, Ch. Ed) *Institut Geologique Albert de Lapparent, Paris*, 87-100.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1988): «El Corredor de las Alpujarras: un area de sedimentación con movimiento transcurrente. Arquitectura estratigráfica y evolución geodinámica» *Simposio: Cuencas en régimen transcurrente. II Congreso Geológico de España*, 153-162.
- RONDELL, H. E. (1965) «Geological investigation in the western Sierra Cabrera areas, Southeastern Spain». *These. Sc. Univ. Amsterdam*, 161 p.
- RUEGG, G. H. J. (1964): «Geologische onderzoekingen in het Bekken van sorbas, SE Spanje» *Unpubl. M.Sc. Thesis, Univ. Amsterdam*, 67 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1987): «Strike-Slip faults in the Southern border of the Vera Basin (Almeria, Betic Cordilleras)» *Estudios Geológicos*, 43: 435-443.
- SANZ DE GALDEANO, C., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. AND LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1985): «A strike-slip Fault Corridor Within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain)» *Geologische Rundschau*, 74: 641-655.
- SOEDIONO, H. (1971): «Geological investigation in the Chirivel area, province of Almeria SE Spain» *Amsterdam*, 143 p.
- VOET, H. W. (1967): «Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cobdar, South-Eastern Spain» *Rottredam*, 122 p.
- VÖLK, H. R. (1966): «Zur Geologie und Stratigraphic des Neogenbeckens von Vera, Südost Spanien» *Ph. Thesis, Amsterdam*, 160 p.
- VÖLK, H. R. AND RONDEL, H. E. (1964): «Zur Gliederung des Jungtertiars im Becken von Vera, Sudspanien» *Geologie en Mijnbouw* 43: 310-315.