

I. EL PROYECTO FONELAS

LA CUENCA DE GUADIX. RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES

THE GUADIX BASIN. GEOLOGICAL GENERAL FEATURES

Jesús M. Soria¹ y César Viseras²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. jesus.soria@ua.es

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada. viseras@ugr.es

RESUMEN

La Cuenca de Guadix es una de las numerosas cuencas neógeno-cuaternarias de la Cordillera Bética. Se ubica en el sector central de esta cordillera, sobre el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. El relleno sedimentario abarca temporalmente desde el Tortoniense al Cuaternario y consta de seis unidades genéticas. Las tres inferiores (I, II y III) se depositaron durante el Tortoniense y representan la etapa de sedimentación marina, cuando la cuenca formó parte del pasillo marino a través del cual se produjo la conexión entre el Atlántico y Mediterráneo. Las tres superiores (IV, V y VI), de edad comprendida entre el Turoliense superior y el Pleistoceno superior, son continentales y se depositaron en un contexto de cuenca endorreica. La mayor parte del relleno continental corresponde al Plioceno y al Pleistoceno, cuando se depositaron las unidades V y VI. Ambas unidades se caracterizan por la existencia de dos sistemas deposicionales transversales correspondientes a abanicos aluviales (Sistema Transversal Interno y Sistema Transversal Externo) y por un sistema deposicional longitudinal de carácter fluvial y lacustre (Sistema Axial). Este sistema longitudinal representa el drenaje hacia la vecina cuenca de Baza, ocupada por un extenso lago que sirvió de nivel de base durante la sedimentación continental. En el Pleistoceno superior la Cuenca de Guadix cambió de endorreica a exorreica a causa de la captura del Sistema Axial por la red de drenaje del Río Guadalquivir. A partir de la captura la cuenca se transformó en un dominio erosivo, encajándose más de 400 metros la red fluvial actual.

PALABRAS CLAVE: Cuenca de Guadix, España, Plioceno, Pleistoceno, estratigrafía.

ABSTRACT

The Guadix basin is one of the many Neogene-Quaternary basins of the Betic Range. It lies in the central sector of this mountain range over the contact between the Internal and External Zones. The sedimentary infill covers the period from the Tortonian to the Quaternary and is composed of six genetic units. The three lower units (I, II and III) were deposited during the Tortonian and represent a phase of marine sedimentation; at this time the basin formed part of the marine corridor via which the contact between the Atlantic and Mediterranean came into being. The three upper units (IV, V and VI), which range

from Upper Turolian to Upper Pleistocene in age, are continental in nature and were deposited in an endorheic context. The greater part of the continental infill corresponds to the Pliocene and Pleistocene, when Units V and VI were deposited. Both these units are characterised by evidence of two transverse depositional systems corresponding to alluvial fans (the Internal and External Transverse Systems), and by a longitudinal depositional system of fluvial and lacustrine nature (Axial System). The latter represents a drainage system towards the neighbouring Baza Basin, which was occupied by a large lake that served as the base level during continental sedimentation. In the Upper Pleistocene the environment of the Guadix Basin changed from endorheic to exorheic, a consequence of the capture of the Axial System by the drainage network of the River Guadalquivir. After this capture the basin became an erosive domain, into which the current river system has cut some 400 m.

KEYWORDS: Guadix Basin, Spain, Pliocene, Pleistocene, stratigraphy.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

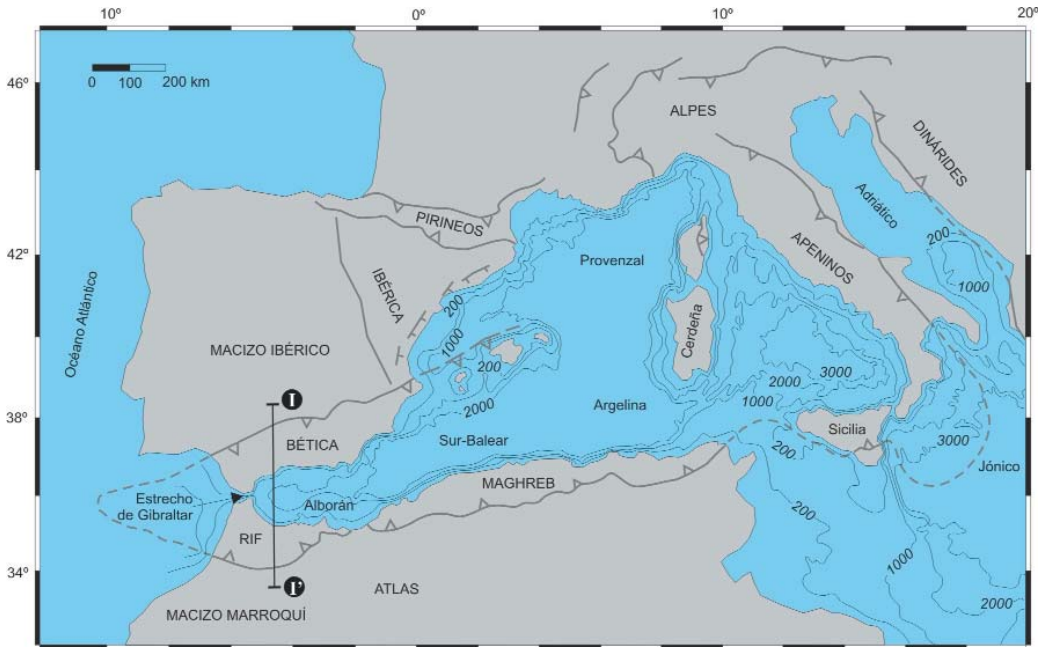
1. La Cordillera Bética

La Cordillera Bética (sur de la Península Ibérica), junto con el Rif (norte de Africa), representan los elementos más occidentales del conjunto de cadenas alpinas circummediterráneas. Queda limitada al norte por la Macizo Ibérico y su cobertera (dominio de Antepaís) y al sur por la Cuenca de Alborán (retrofosa del Orógeno Bético–Rifeño) (Fig. 1).

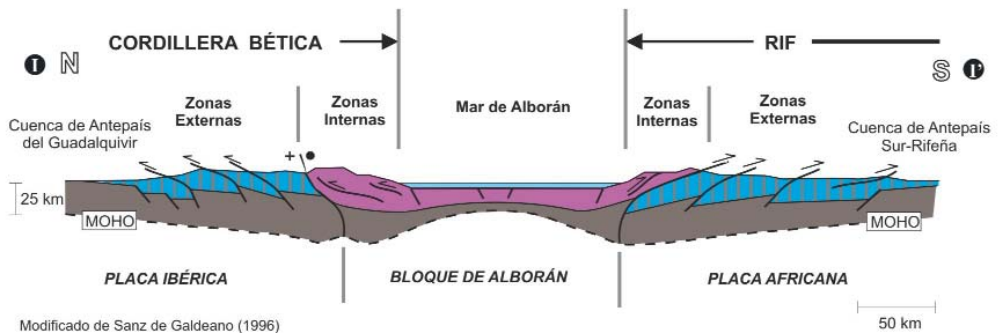
En la Cordillera pueden separarse varios dominios estructurales y paleogeográficos (Fig. 2) que han evolucionado independientemente durante las etapas eoalpina y neoalpina. En las posiciones más meridionales se encuentran las Zonas Internas, un elemento cortical procedente de la fragmentación del Dominio Mesomediterráneo (Durand Delga, 1980), que ha sido denominado como Bloque de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971), Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García Dueñas, 1987) y Dominio Sursardo (Sanz de Galdeano, 1990). Las Zonas Internas están constituidas por un edificio alóctono de tres unidades mayores (de base a techo, complejos Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide-Dorsal) separadas por superficies de cabalgamiento o de despegue extensional. Orlando en gran parte de la Cordillera a las Zonas Internas se sitúa el Complejo del Campo de Gibraltar, otro dominio alóctono integrado por varias unidades tectónicas de complicada relación estructural cuya patria paleogeográfica fue el Surco de los Flyschs Norteafricanos (Martín Algarra, 1987).

Al norte tanto de las Zonas Internas como del Complejo del Campo de Gibraltar se ubican las Zonas Externas, que representan un antiguo margen continental localizado al sur del Antepaís Ibérico (de ahí su denominación como Paleomargen Suribérico; Comas y García Dueñas, 1988). Aunque su posición es parautoctona, presentan una estructura general en grandes mantos de corrimiento vergentes hacia el norte. En las Zonas Externas se separan tres subdominios paleogeográficos principales (García Hernández *et al.*, 1980); al sur se sitúa la Zona Subbética o Subbético, al norte la Zona Prebética o Prebético y entre ambas las Unidades Intermedias. La Zona Prebética termina, en la parte nororiental de la Cordillera, en transición con la cobertera del Antepaís Ibérico. Aparte de estos tres dominios estructurales mayores señalados (Zonas Internas, Complejo del Campo de Gibraltar y Zonas Externas) se encuentran las unidades de la Cuenca de Antepaís Norbética, reciente denominación propuesta por Soria (1998) para designar al Estrecho Norbético, originalmente definido por Colom (1952). Esta cuenca de antepaís formó durante el

Mioceno inferior y medio un amplio corredor marino entre el Atlántico y el Mediterráneo, localizado entre el Orógeno Bético (al sur) y los terrenos estables del Antepaís Ibérico (al norte). Ya por último, completando el mosaico de dominios de la Cordillera, están las cuencas neógeno-cuaternarias, cuya descripción se abordará en el apartado siguiente.



Modificado de Biju-Duval et al. (1974)



Modificado de Sanz de Galdeano (1996)

Figura 1. La Cordillera Bética en el contexto de las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental y corte esquemático transversal del Orógeno Bético-Rifeño.

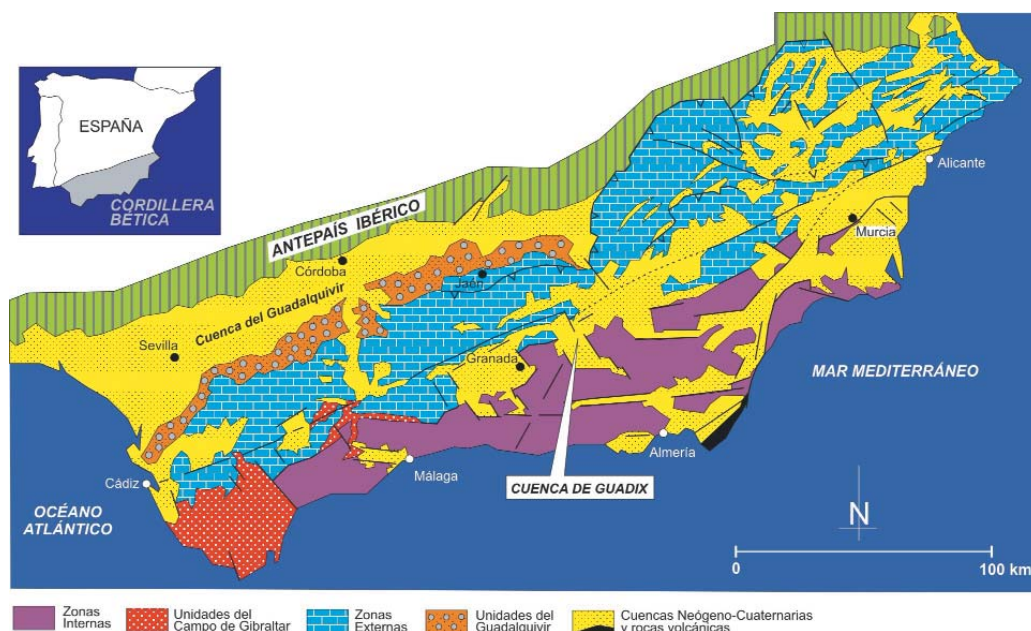


Figura 2. Esquema geológico de los diferentes dominios que forman la Cordillera Bética.

2. Cuencas neógeno-cuaternarias

Las directrices que definen cartográficamente los dominios mayores de la Cordillera Bética se encuentran interrumpidas por un gran número de afloramientos correspondientes a las cuencas formadas desde el Mioceno superior al Cuaternario, que son conocidas habitualmente como Cuencas neógeno-cuaternarias. Al noroeste de la Cordillera se sitúa la Cuenca del Guadalquivir, una cuenca de antepaís o anfosa del Orógeno Bético que termina en su límite septentrional solapando el Antepaís Ibérico; esta cuenca puede ser considerada como la herencia de la anterior Cuenca de Antepaís Norbética. En el interior de la Cordillera aparecen dispersas un gran número de cuencas intramontañas o cuencas intracadena (*sensu* Sanz de Galdeano y Vera, 1992), localizadas sobre las Zonas Externas y las Zonas Internas, así como sobre el contacto entre ambos dominios (cuencas de Ronda, Granada, Guadix-Baza, Alpujarras, Lorca, Fortuna, Tabernas, Alcoy, entre otras). En la terminación meridional y oriental de la Cordillera se encuentran las cuencas del borde mediterráneo, comunicadas actualmente bien con el Mar de Alborán o bien con el Mar Mediterráneo propiamente dicho (cuencas de Málaga, Campo de Dalías, Andarax, Níjar-Carboneras, Vera, Mazarrón, Cartagena, Bajo Segura, entre otras). Además de las anteriores, separando la Cordillera Bética de la Cordillera del Rif, se ubica la Cuenca del Mar de Aborán, la única cuenca actualmente sumergida y que representa la retrofosa de ambas cordilleras. Para terminar, en relación con las cuencas neógeno-cuaternarias béticas se presentan las manifestaciones volcánicas del sureste peninsular, cuyo mejor representante es el macizo del Cabo de Gata (Almería); este volcanismo, fundamentalmente de edad Mioceno medio y superior, está asociado a un sistema de fracturas de carácter cortical (fallas de Carboneras, Palomares y Guadalentín, entre otras) que ha sido denominado como el segmento bético de la Zona de Cizalla Litosférica Trans-Alborán (De Larouziere *et al.*, 1988).

3. Evolución geodinámica de la Cordillera Bética

La evolución geológica de la Cordillera Bética puede explicarse simplificadaamente según el modelo clásico de evolución de orógenos propuesto por Mattauer (1990). Según este modelo, la historia de la Cordillera se iniciaría con una compleja etapa de geosinclinal que abarca temporalmente desde el Lías medio hasta el Mioceno inferior (*p.p.*). En esta etapa, los diferentes dominios de la Cordillera Bética y del Rif formarían la terminación occidental del Tethys en proceso de *rifting*, causado por la divergencia y/o separación lateral (transformante) de las placas Ibérica y Africana. Así, la Zonas Externas Béticas y Rifeñas constituirían márgenes continentales pasivos adyacentes a ambas placas respectivamente, desarrollados sobre segmentos de corteza continental adelgazada. La parte más interna del geosinclinal se interpreta constituida por corteza oceánica, donde debieron situarse parte de los dominios de las Zonas Internas. Esta primera etapa evolutiva es sustituida en el Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior por la etapa de tectogénesis, cuando se iniciaron los procesos orogénicos que condujeron a la completa desarticulación del geosinclinal y a la configuración estructural del Orógeno Bético-Rifeño. El principal proceso orogénico implicado en la etapa de tectogénesis fue la deriva hacia el oeste del Bloque de Alborán, una microplaca litosférica desmembrada del Dominio Mesomediterráneo que está representada por las Zonas Internas Bético-Rifeñas. Tal deriva, asociada a la apertura y oceanización de la Cuenca Argelino-Provenzal (Sanz de Galdeano, 1990), provocó la colisión del Bloque de Alborán contra los márgenes pasivos del sur de Iberia y del norte de Africa, donde se depositaron las Zonas Externas tanto de la Cordillera Bética como del Rif, respectivamente. Como resultado se formaron tanto cabalgamientos de vergencia norte y fallas de desgarre dextrales en la Cordillera Bética, como cabalgamientos de vergencia sur y fallas de desgarre sinistral en el Rif (Fig. 1). Como consecuencia de esta colisión que acaeció en el Burdigaliense inferior, tienen lugar dos acontecimientos de especial significación en la evolución geodinámica de la Cordillera Bética; de un lado el engrosamiento del Bloque de Alborán y su consiguiente denudación tectónica por despegues extensionales desarrollados fundamentalmente durante el Mioceno medio (Jabaloy, 1991); y de otro lado la formación de la Cuenca de Antepaís Norbética, sometida tanto al avance tectónico del frente orogénico bético como a verdaderas gravitacionales (turbiditas y olistostromas) procedentes de dicho frente durante el Mioceno medio (Roldán, 1995). Tras la etapa de tectogénesis del Orógeno Bético, cuando se produjo la deformación más significativa del mismo, un gran número de autores aceptan el inicio de la etapa neotectónica (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Viseras *et al.*, 2004, entre otros). Esta tomaría partida en el Mioceno superior (aprox. 12 m.a.) y daría lugar a la formación de estructuras tanto en régimen compresivo como distensivo que se interpretan en un contexto de acercamiento entre Africa e Iberia. Estas estructuras neotectónicas controlan la geometría y disposición de las denominadas cuencas neógeno-cuaternarias, de las que forma parte la Cuenca de Guadix.

LA CUENCA DE GUADIX

La Cuenca de Guadix nace como una cuenca intramontañosa tras la desarticulación de la Cuenca de Antepaís Norbética; las causas geodinámicas de este cambio paleogeográfico están en relación con una etapa de levantamiento producida por el cabalgamiento hacia el norte del Subbético Interno a finales del Mioceno medio (fase finiserravallense, según Estévez *et al.*, 1984 y Martín Algarra *et al.*, 1988), que aquí se interpreta como resultado de la compresión que ejercieron en el Subbético las unidades despegadas extensionalmente dentro de las Zonas Internas. Desde el punto de vista deposicional la Cuenca de Guadix

toma partida en el Tortonense superior, cuando una transgresión regional provoca la invasión marina en el seno de relieves deprimidos previamente creados a consecuencia de la fase finiserravallense.

1. Rasgos tectónicos

Independientemente de las estructuras de deformación que caracterizan al basamento de la depresión (Fig. 3), la Cuenca de Guadix presenta un conjunto de fracturas y pliegues que han actuado desde el Tortonense superior, momento en el que queda definida paleogeográficamente esta cuenca. Las fracturas más representativas, que definen gran parte del contorno actual de la cuenca, forman un sistema de fallas extensionales de orientación NO-SE; subordinadas a éstas se presentan otras fallas, también de carácter extensional, que se orientan entre E-O y N70°E. La edad de la fracturación abarca fundamentalmente desde el Tortonense superior hasta el Plioceno (Fig. 4), si bien se han documentado casos de edad Cuaternario

(Soria y Durán, 1988). Los pliegues dominantes presentan una orientación axial entre NO-SE y E-O; éstos afectan exclusivamente a materiales de edad Mioceno superior y están bien expuestos en el sector norte de la cuenca, donde tales materiales presentan los afloramientos más extensos. Otras estructuras tectónicas de pequeña escala son los cantos estriados por presión-disolución, reconocidos en materiales plegados, tanto marinos como continentales, de edad Mioceno superior. La ubicación temporal de las principales fases de fracturación y plegamiento están indicadas en la figura 4.

2. Estratigrafía

Los materiales que rellenan la Cuenca de Guadix abarcan temporalmente desde el Tortonense superior al Cuaternario (fig. 4). Desde el punto de vista de la estratigrafía genética, el registro de la cuenca consta de seis unidades aloestratigráficas, separadas por discontinuidades o conformidades correlativas, cuyos límites representan eventos de carácter tectónico y/o eustático (Fig. 4). Dentro de cada una de las unidades aloestratigráficas se han diferenciado varios sistemas deposicionales (*sensu* Fisher y McGowen, 1967) o conjuntos tridimensionales de litofacies relacionados con ambientes sedimentarios concretos. Las tres unidades inferiores (I, II y III) son marinas y de edad Tortonense superior, mientras que las tres superiores (IV, V y VI) son continentales, de cuenca endorreica, y de edad comprendida entre el Turoliense (Mioceno superior) y el Pleistoceno superior. Los depósitos más recientes, de edad Pleistoceno superior - Holoceno, corresponden al relleno de la cuenca en su etapa exorreica. En los apartados siguientes esbozaremos las características principales de todas estas unidades que rellenan la cuenca.

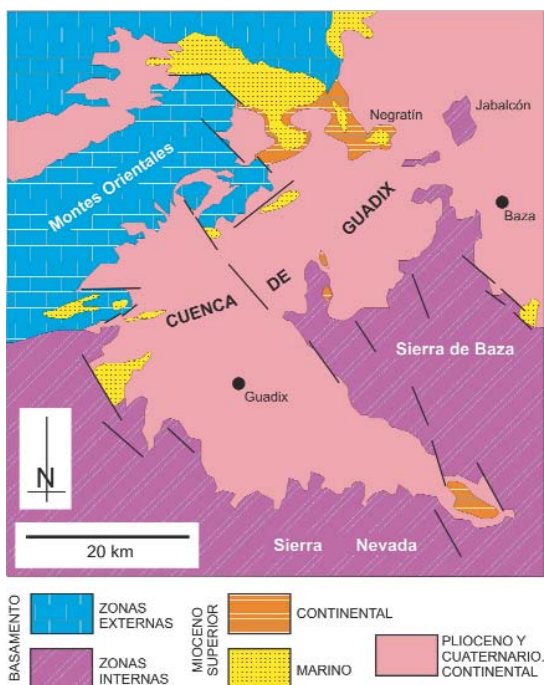


Figura 3. Mapa geológico sintético de la Cuenca de Guadix.

2.1. Unidades marinas

2.1.1. Unidad I

Su límite inferior coincide con una transgresión regional que inaugura la sedimentación marina en la Cuenca de Guadix. En esta unidad alostratigráfica se recogen dos formaciones: la Fm Morollón (Rodríguez Fernández, 1982), que aflora en la parte sur de la cuenca, en el ámbito de las Zonas Internas y la Fm Coto Cherrín (Soria, 1993), localizada en la parte norte de la cuenca, sobre las Zonas Externas. Según se reconoce en los afloramientos de Sierra Arana y del Río Guadiana Menor, esta unidad está compuesta por tres sistemas deposicionales cuya relación espacial define un patrón de apilamiento de estratos retrogradante (Fig. 4).

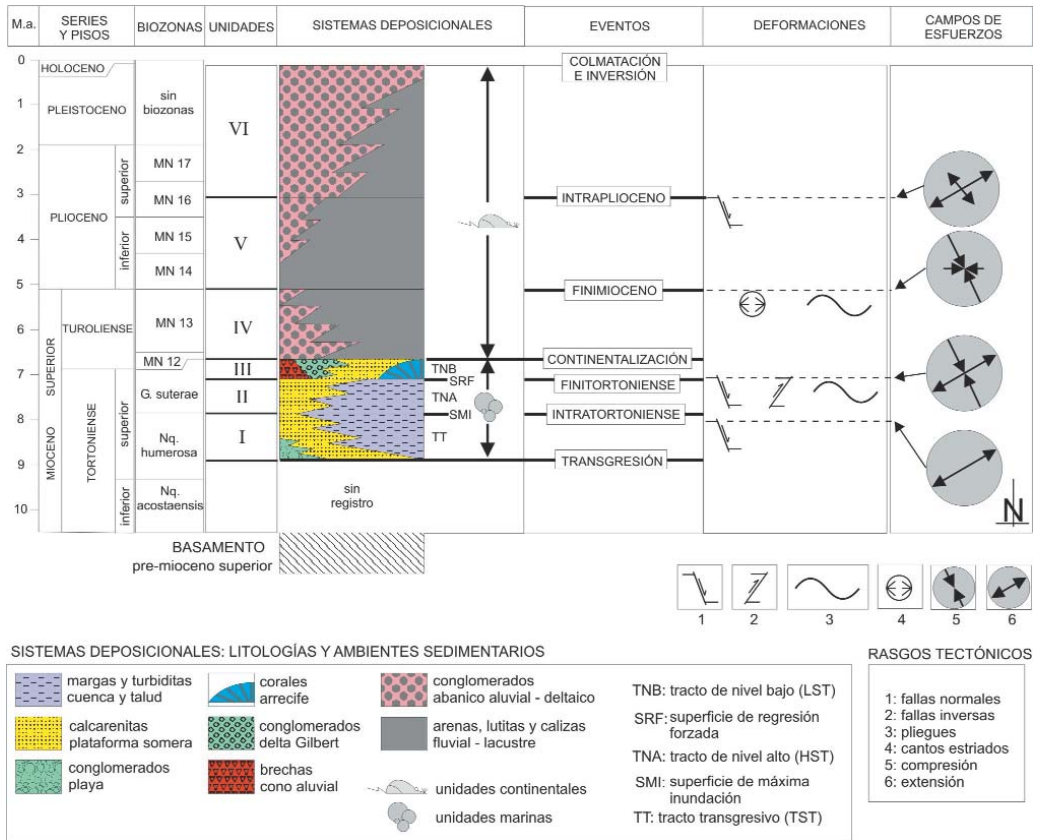


Figura 4. Síntesis tectosedimentaria de la Cuenca de Guadix.

En posición inferior se encuentra el sistema deposicional litoral, formado por conglomerados transgresivos y discordantes sobre el basamento. La distribución vertical de facies se organiza según una secuencia de profundización que comprende, de base a techo, depósitos de pie de acantilado, *foreshore* y

shoreface. En posición intermedia se localiza el sistema deposicional de plataforma, compuesto por calcarenitas bioclásticas con una característica asociación de organismos marinos someros (algas rojas, bivalvos, briozoos y equinodermos), cuyas estructuras sedimentarias más características son estratificación cruzada planar y en surco (dunas arenosas subacuáticas); estas calcarenitas alternan con margas que muestran delgados niveles de arenas con ripples de corriente. En posición superior y hacia el centro de la cuenca se localiza el sistema deposicional de talud - cuenca pelágica; los depósitos de talud están representados por una sucesión rítmica de margas y arenas, éstas con secuencias turbidíticas y estructuras sedimentarias de deformación (Moretti *et al.*, 2001); los depósitos de cuenca pelágica están constituidos mayoritariamente por margas con eventuales pasadas diatomíticas, donde abundan organismos planctónicos (foraminíferos y nanoplancton calcáreo) que datan el Tortonense superior. La Unidad I se interpreta como un tracto de sistemas transgresivo (*transgressive systems tract*) desarrollado en un contexto de ascenso relativo del nivel del mar (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1999).

2.1.2. Unidad II

En los márgenes de la cuenca reposa discordantemente tanto sobre el basamento como sobre el sistema de plataforma de la Unidad I, mientras que en el centro de la misma lo hace en aparente continuidad sobre el sistema de cuenca pelágica de la Unidad I. Su límite inferior está marcado por una superficie de máxima inundación (techo del tracto de sistemas transgresivo - Unidad I), si bien tal límite representa regionalmente un evento tectónico asociado a una fase de deformación en régimen compresivo (evento intratortonense; Estévez *et al.*, 1982). En esta unidad alostratigráfica se recogen dos formaciones: la Fm Molicias (Rodríguez Fernández, 1982), que aflora en la parte sur de la cuenca, en el ámbito de las Zonas Internas y la Fm Dehesas (Soria, 1993), situada en la parte norte de la cuenca, sobre las Zonas Externas.

Según se reconoce en los afloramientos de La Peza (Fm Molicias) y del Guadiana Menor (Fm Dehesas), esta unidad está compuesta por dos sistemas deposicionales cuya relación espacial define un patrón de apilamiento de estratos progradante (Figs. 4 y 5). En posiciones proximales se localiza el sistema deposicional de plataforma, que muestra facies de calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, ricas en pectínidos, ostreidos, equinodermos y foraminíferos bentónicos, y cuyas estructuras sedimentarias más significativas son estratificación cruzada de gran escala (dunas subacuáticas) y ripples de oscilación (Rodríguez Fernández, 1982). Hacia el centro de la cuenca se sitúa el sistema deposicional de talud y cuenca pelágica, representado por una alternancia de margas con organismos planctónicos y calcarenitas con secuencias turbidíticas; las facies de margas presentan foraminíferos planctónicos que datan el Tortonense superior. La Unidad II muestra una tendencia vertical regresiva, depositada durante una etapa de nivel del mar alto y estable, con un gran aporte de sedimentos terrígenos hacia la cuenca. Esta unidad se interpreta como un tracto de sistemas de nivel alto (*highstand systems tract*) y representa la máxima extensión del mar en la Cuenca de Guadix (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1999; García-García *et al.*, 2006).

2.1.3. Unidad III

Se superpone en discordancia tanto sobre el basamento y la Unidad I como, en la mayor parte de los afloramientos, sobre la Unidad II. Su límite inferior está definido por el evento finitortonense (Fig. 4), que coincide con una fase de deformación y de levantamiento de la cuenca. Esta unidad alostratigráfica consta de cuatro sistemas deposicionales (Fig. 4), uno de carácter continental y tres de naturaleza marina somera. El primero, de cono aluvial, que ha sido definido formalmente como Formación Río Gor (Viseras y

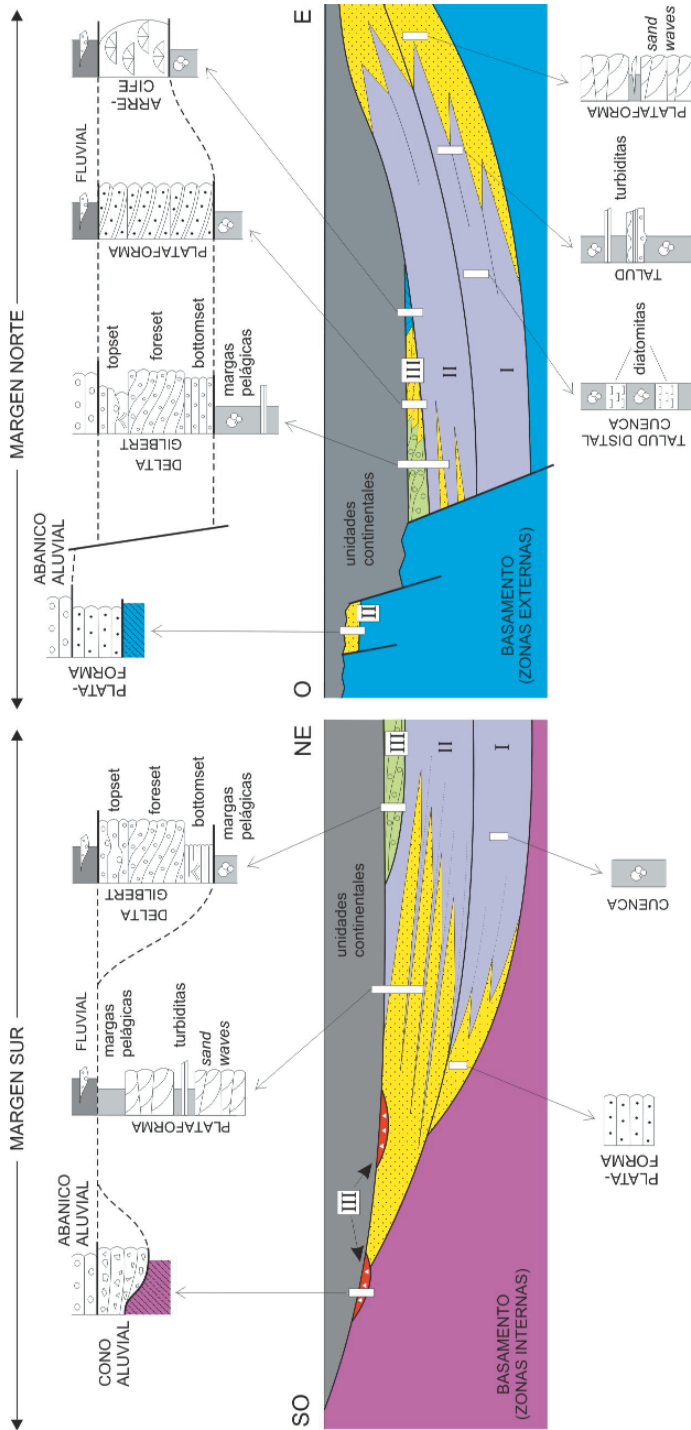


Figura 5. Geometría y facies de las unidades marinas (I, II y III).

Fernández, 1988 a y b; Viseras, 1991) está representado en el sector de Sierra de Baza. Este sistema de cono aluvial, depositado en las partes emergidas de la cuenca, está constituido por cuerpos lenticulares de brechas soportadas por los cantos y la matriz, y arenas masivas, acumulados por procesos de flujos (*debris flow* y *mud flow*) y de caída de clastos (*scree*). Los tres sistemas deposicionales restantes, marinos someros, han sido definidos como una única unidad litoestratigráfica: la Formación Forruchu (Soria, 1993). Estos sistemas marinos someros afloran en los sectores de La Peza y del Río Guadiana Menor.

En las partes marginales de la cuenca marina se localiza el sistema deltaico, caracterizado por conglomerados con braquiópodos, balánidos y bivalvos perforantes (litófagos); su geometría interna consiste en un apilamiento de clinofomas progradantes, donde se reconocen el *topset*, *foreset* y *bottomset* de un típico delta Gilbert (Soria *et al.*, 2000; García-García, 2003). En el centro de la cuenca, ocupando prácticamente toda la extensión de ésta, se encuentra el sistema deposicional de plataforma, dominado por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas con abundantes fragmentos de algas rojas, briozoos, lamelibranquios, dientes de peces y foraminíferos bentónicos; estas calcarenitas alternan con margas ricas en organismos planctónicos, cuya edad ha sido determinada como Tortoniense superior. En posiciones puntuales dentro del sistema de plataforma se localiza el sistema deposicional arrecifal, representado por cuerpos de morfología domática donde dominan fragmentos de corales (*Porites* y *Tarbellastrea*). En conjunto, estos tres últimos sistemas deposicionales (delta tipo Gilbert, plataforma y arrecife) se depositaron en condiciones marinas someras tras una importante caída relativa del nivel del mar asociada al evento tectónico finitortoniense. La Unidad III se interpreta como un tracto de sistemas de nivel del mar bajo (*lowstand systems tract*) y registra la mínima extensión del mar en la Cuenca de Guadix previamente a su definitiva continentalización.

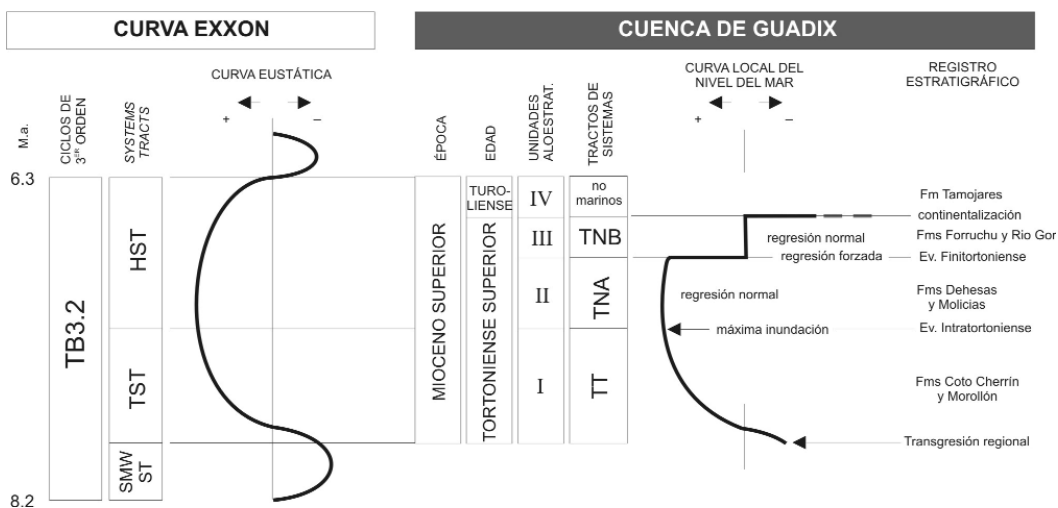


Figura 6. Ensayo de correlación de la curva local de cambio del nivel de mar en la Cuenca de Guadix con la curva de cambio global del nivel del mar (Curva Exxon).

Tratadas ya las tres unidades marinas de la Cuenca de Guadix, discutiremos a continuación el significado de los cambios relativos del nivel del mar registrados en la cuenca en relación con los cambios globales establecidos en la curva Exxon (Haq *et al.* 1988) (Fig. 6). La unidad I está representada en la Cuenca de Guadix por un tracto de sistemas transgresivo (TT) que se inicia con una transgresión regional

y que termina con una superficie de máxima inundación (Soria *et al.* 1998); éste es correlacionable con el *transgressive systems tract* del ciclo de tercer orden TB 3.2, globalmente caracterizado por un ascenso eustático. Las unidades II y III equivalen en conjunto al *highstand systems tract* del ciclo de tercer orden TB 3.2, globalmente caracterizado por una situación de nivel del mar alto y con una tasa de cambio eustático mínima (*stillstand*). La Unidad II, que representa la máxima extensión del mar en la cuenca de Guadix, es congruente con el HST TB 3.2; sin embargo la Unidad III (tracto de sistemas de nivel del mar bajo - TNB), que registra un importante caída del nivel del mar en la cuenca, no tiene representación en la curva global. Esto es explicable por los efectos locales de la tectónica, causantes de un levantamiento general de la cuenca asociado al evento finitortoniense (Soria *et al.*, 1998; García-García *et al.*, 2006).

2.2. Unidades continentales endorreicas

2.2.1. Unidad IV

Su límite inferior está marcado por la definitiva retirada del mar y la inauguración de la sedimentación continental en la toda la extensión de la Cuenca de Guadix. Esta unidad alostratigráfica coincide con la parte stratigráficamente inferior tanto de la Formación Guadix (Vera, 1970) como de la UTS II (Viseras, 1991), y ha sido posteriormente individualizada con entidad propia como Formación Tamojares (Soria, 1993). La Unidad IV está representada por dos sistemas deposicionales que cambian lateralmente de facies con un patrón retrogradante (Fig. 4). En posiciones marginales se sitúa el sistema deposicional de abanico aluvial - deltaico, compuesto mayoritariamente por conglomerados y, en menor proporción, por arenas y lutitas; este sistema deposicional orla los relieves del basamento de las Zonas Externas y registra un drenaje transversal de la cuenca, de ahí su denominación en trabajos previos como Sistema Transversal Externo (Viseras y Fernández, 1992 y 1995; Fernández *et al.*, 1996b). Desde el punto de vista de la distribución de facies, se reconocen cinco asociaciones: 1) cuerpos tabulares de conglomerados masivos, depositados por procesos de *debris flow* en la parte proximal del abanico aluvial, 2) cuerpos tabulares de conglomerados clastosoportados con estratificación planar y cruzada, entre los que se intercalan niveles delgados de limos y arcillas; su depósito corresponde a lóbulos o interlóbulos, por procesos de flujo turbulento, en la parte media del abanico aluvial, 3) cuerpos tabulares y canalizados de conglomerados entre los que se intercalan potentes paquetes de limos y arcillas, depositados en la orla distal del abanico aluvial, 4) cuerpos lenticulares y de morfología canalizada de conglomerados que alternan con lutitas lacustres, interpretados como los depósitos de la parte proximal del abanico deltaico, y 5) lutitas lacustres con delgadas capas de microconglomerados y arenas, depositadas en la parte distal del abanico deltaico lacustre (Fernández *et al.*, 1993). En las posiciones de centro de cuenca se localiza el sistema deposicional fluvial - lacustre, compuesto mayoritariamente por limos, arcillas y margas, donde son frecuentes los paleosuelos y calizas ricas en organismos de agua dulce (gasterópodos y caráceas) y microvertebrados; de forma eventual aparecen delgadas intercalaciones canalizadas de arenas y conglomerados, a menudo con una organización interna granodecreciente y *ripples* de corriente. Este sistema se interpreta como una amplia llanura lutítica fluvial alimentada por los drenajes del sistema deposicional aluvial antes descrito, y donde eventualmente se desarrollaron lagos efímeros y áreas palustres; su orientación se dispone de forma alargada según el eje principal de la cuenca y estuvo controlada por un drenaje axial (Sistema Axial, según Viseras y Fernández, 1992 y 1995). La presencia de microvertebrados en depósitos palustres ha permitido datar la Unidad IV como Turolense superior, biozona MN12 (Soria y Ruiz Bustos, 1992) y biozona MN13 (Sesé, 1989; Minwer-Barakat, 2005). En conjunto, la Unidad IV marca el inicio de la sedimentación continental, en régimen endorreico expansivo, en la Cuenca de Guadix.

2.2.2. Unidad V

Reposa discordantemente tanto sobre el basamento como sobre las unidades II y III, su relación con la Unidad IV se manifiesta en gran parte de la cuenca como una superficie de conformidad. El límite inferior de esta unidad se relaciona con el final de una fase de deformación que generó un plegamiento generalizado de las unidades precedentes, definida como evento finimioceno (Fig. 4). De hecho, la Unidad V se dispone horizontalmente, mientras que la Unidad IV está deformada por pliegues de orientación axial SO-NE, en cuyos flancos se abren abanicos de capas que evolucionan gradualmente hacia los estratos horizontales de la Unidad V. Esta unidad recoge parte de la Formación Guadix y de la Formación Gorafe-Huélago (ambas definidas por Vera, 1970), y ha sido denominada anteriormente como la Unidad Tectosedimentaria II (UTS II; Viseras, 1991). La Unidad V consta de dos sistemas deposicionales (Fig. 7). En las posiciones marginales se sitúa el sistema deposicional de abanico aluvial (Formación Guadix), donde se diferencian una serie de abanicos procedentes del basamento de las Zonas Externas -Sistema Transversal Externo- como otra serie de abanicos procedentes del basamento de las Zonas Internas -Sistema Transversal Interno-. Ambos representan los drenajes transversos al eje de la cuenca y conectan distalmente con el sistema deposicional fluvial y lacustre -Sistema Axial- (Viseras y Fernández, 1992 y 1995; Fernández *et al.*, 1996b). Las características del Sistema Transversal Externo coinciden con las ya descritas para el sistema deposicional de abanico aluvial de la Unidad IV. El conjunto de abanicos que forman el Sistema Transversal Interno son cuerpos de hasta 10-20 km de radio, construidos por una red de canales de baja sinuosidad en los que se reconoce una zona de mayor densidad de canales, o zona de canal principal, a ambos lados de la cual la densidad de corrientes disminuye progresivamente, constituyendo zonas de canales de cortejo y de llanura de inundación. El desplazamiento pendular de la red canales conlleva la sedimentación en toda la superficie del abanico, donde los depósitos acumulados se organizan en secuencias estrato y granodecrecientes. El sistema deposicional fluvial y lacustre se dispone según el eje principal de la cuenca, de ahí su denominación como Sistema Axial. Este se origina en el margen sur de la cuenca, donde se reconocen sus facies proximales; estas están representadas por depósitos de abanico aluvial, en las que dominan procesos de *debris flow*. Debido a la disminución de pendiente que tiene lugar en la conexión con el valle fluvial, estos abanicos se transforman rápidamente en un sistema fluvial meandriforme de grano grueso (Formación Guadix), que en sus posiciones más distales conecta con lagos de escasa profundidad y áreas palustres dominadas por sedimentación carbonática y evaporítica (Formación Gorafe-Huélago). Los fósiles de microvertebrados encontrados en los depósitos palustres han permitido datar la Unidad V como Plioceno inferior o Rusciniense (biozonas MN14 y MN15) y Plioceno superior o Villafranquiense, *pro parte* (biozona MN16).

2.2.3. Unidad VI

Se superpone en discordancia sobre el basamento en los márgenes de la cuenca, mientras que en el centro de la misma lo hace mediante una superficie de conformidad sobre la Unidad V. El límite inferior está definido por el evento intraplioceno (Fig. 4), relacionado tanto con una fase de fracturación en régimen extensional de la Unidad V como por un levantamiento de los relieves de las Zonas Internas situados al sur de la cuenca. La Unidad VI recoge la parte superior de la Formación Guadix y Formación Gorafe-Huélago (Vera, 1970), y ha sido denominada anteriormente como la Unidad Tectosedimentaria II (UTS II; Viseras, 1991). En esta unidad se reconocen los mismos sistemas deposicionales que en la Unidad V (Fig. 7). La principal diferencia entre ambas unidades es, de un lado el desplazamiento hacia el NO del Sistema Axial de la Unidad VI respecto a la posición de dicho sistema durante el depósito de la Unidad V y, de otro lado, la disminución de la tasa de acumulación de la Unidad VI respecto a la precedente. La

Unidad VI ha sido datada mediante microvertebrados como Plioceno superior (biozonas MN 16 y MN17) y Pleistoceno; la datación más moderna se ha establecido en el yacimiento prehistórico de la Solana del Zamborino. Este yacimiento contiene tanto industria lítica como restos de vertebrados correspondientes al límite Pleistoceno medio - Pleistoceno superior (Casas *et al.*, 1975). En la parte superior de la Unidad VI, por encima del citado yacimiento, se sitúa un conjunto de glaciares de acumulación y sistemas aluviales - fluviales que son conocidos como "nivel de colmatación" (Vera, 1970). Este nivel representa el final de la etapa de relleno endorreico de la Cuenca de Guadix, quedando la superficie deposicional de la misma a una altitud de ca. 1000 m sobre el nivel del mar. La edad de la colmatación aún no es conocida con detalle, quedando localizada en algún momento del Pleistoceno superior.

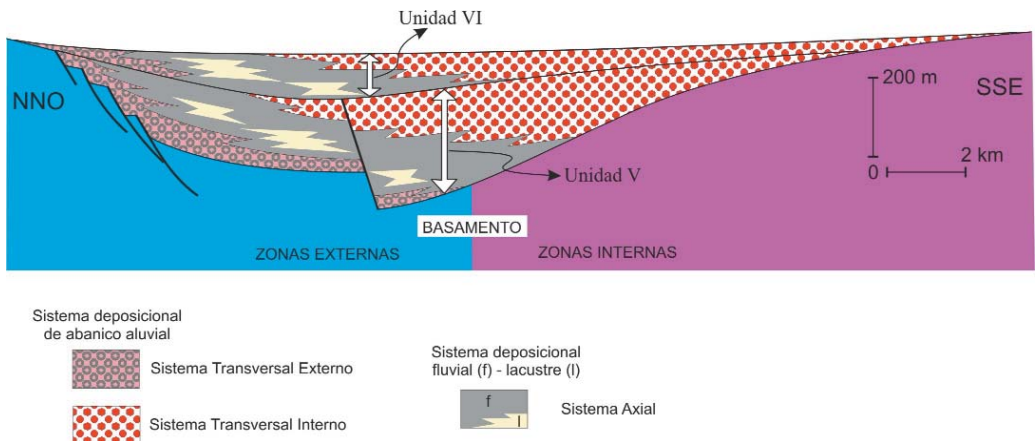


Figura 7. Geometría de las principales unidades (V y VI) que forman el relleno continental de la Cuenca de Guadix.

2.2.3.1. Unidades continentales exorreicas

Tras la colmatación de la cuenca, toda el área ocupada por la misma se transformó en un dominio erosivo, iniciándose la inversión y etapa exorreica (Fig. 4). Esta etapa fue consecuencia de la captura del antiguo drenaje endorreico (Sistema Axial de la Unidad VI) por la red de drenaje actual del Río Guadalquivir (Calvache y Viseras, 1997). Como consecuencia de dicha captura, gran parte del relleno sedimentario de la cuenca y de los materiales de su basamento han sido evacuados, a través del Río Gadiana Menor, hacia la Cuenca del Guadalquivir. El modelado erosivo que actualmente presenta la cuenca se caracteriza por una aguda incisión de la red fluvial, que alcanza los 400 m y origina un paisaje típico de cárcavas. Desde el punto de vista deposicional, durante la etapa exorreica se formaron tanto glaciares de acumulación de elevada pendiente como terrazas fluviales escalonadas. Estos glaciares y terrazas aún no han sido estudiados con detalle en sus rasgos geomorfológicos, estratigráficos y cronológicos. Observaciones generales relativas a las terrazas fluviales permiten diferenciar tres sistemas; uno más antiguo situado a 120 m de altura sobre los cursos fluviales, otro intermedio a 60 m, y el más moderno a 10 m como máximo de altura en relación con la red fluvial actual.

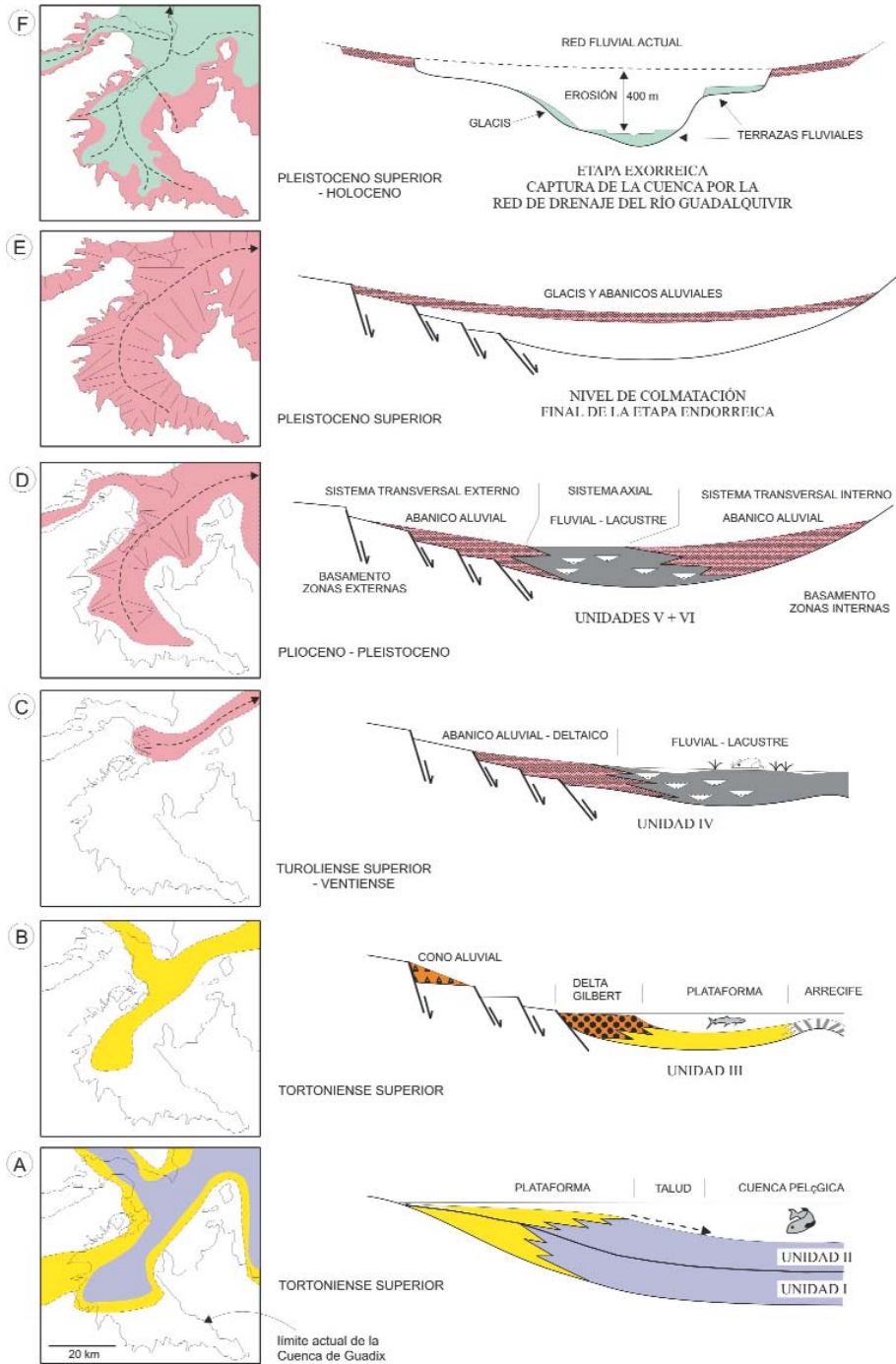


Figura 8. Evolución paleogeográfica de la Cuenca de Guadix.

2.3. Síntesis paleogeográfica

Vistas ya las principales características de las unidades estratigráficas, tanto marinas como continentales, que rellenan la Cuenca de Guadix, en la figura 8 se expresa la reconstrucción paleogeográfica de todas ellas. Las tres unidades marinas (Fig. 8A y B) se depositaron durante el Tortoniense superior en un pasillo que sirvió de conexión entre el Atlántico (al oeste) y el Mediterráneo (al este) (Soria *et al.*, 1999). Las tres unidades continentales endorreicas (Fig. 8C, D y E), que se inician en el Turoliense superior, marcan el cierre de la comunicación Atlántico - Mediterránea por el interior de la Cordillera Bética. Por último, las unidades continentales exorreicas (Fig. 8F), depositadas a partir del Pleistoceno superior, se relacionan con el drenaje actual de la red fluvial del Río Guadalquivir hacia el Atlántico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de investigación CGL2005-06224/BTE y CGL2007-65832/BTE MEC. Asimismo, se ha financiado con fondos de los proyectos de investigación IGME 2001-016 (Ministerio de Ciencia y Tecnología), IGME 2005-009 (Ministerio de Educación y Ciencia), y por la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía (proyecto: "*Estudio estratigráfico, taxonómico, tafonómico y paleoecológico del yacimiento de macromamíferos de Fonelas (Granada) en el marco faunístico y ambiental del Plio-Pleistoceno europeo*").

REFERENCIAS

- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Letters*, 12, 191-198.
- Balanyá, J.C. y García Dueñas, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 304, 929-933.
- Calvache, M.L. y Viseras, C. 1997. Long-term control mechanisms of stream-piracy processes in southeast Spain. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 22, 93-105.
- Casas, J., Peña, J.A. y Vera, J.A. 1975. Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la "Solana del Zamborino". En: *El yacimiento achelense de la "Solana del Zamborino". Fonelas (Granada). Primera campaña de excavaciones* (M.C. Botella, J.A. Vera y J. Porta, eds.). *Cuad. Prehist. Univ. Granada*, 1 (1-4), 5-15.
- Colom, G. 1952. Aquitanian - Burdigalian deposits of the North-Strait. Spain. *Journ. Pal.*, XXVI, 867-885.
- Comas, M.C. y García Dueñas, V. 1988. Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico: Zona Subbética. Introducción y Guía de Campo (Excursión B-3). *II Congreso Geológico de España*. Granada.
- De Larouziere, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. 1988. The Betic segment of the Lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Durand Delga, M. 1980. La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire Soc. géol. France*, 1830-1980.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. 1983. Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 1, 23-34.
- Estévez, A., González Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. 1984. El cabalgamiento Finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3, 151-173.

- Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1982. Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 38, 55-60.
- Fernández, J., Bluck, B.J. y Viseras, C. 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of fan and associated fan-delta deposits: an example of the Tertiary of the Betic Cordillera (Spain). *Sedimentology*, 40, 879-893.
- Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. 1996a. Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base level changes. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.). *Cambridge University Press*, 353-365.
- Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. 1996b. Pliocene - Pleistocene infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.). *Cambridge University Press*, 366-376.
- Fisher, W.L. y McGowen, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 17, 105-125.
- García-García F. 2003. *Modelos de sedimentación deltaica en las Cuencas Neógenas de la Cordillera Bética (sectores central y oriental)*. Tesis Univ. Granada, 333 p.
- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. 2006. Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortonian). *Sedimentary Geology*, 185, 79-92.
- García-García, F., Soria, J.M., Fernández, J., Viseras, C. 2006. Ritmicidad de alta frecuencia en una plataforma mixta de alta energía tipo rampa (Tortoniense Superior, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética). *Geo-Temas*, 9, 91-94.
- García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59 (2), 155-168.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. En: *Sea-level changes: an integrated approach* (Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C., eds.). *SEPM, Special Publication*, 42, 71-108.
- Jabaloy, A. 1991. *La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 296 p.
- Martín Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 1171 p.
- Martín Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. 1988. L'évolution sédimentaire miocène de la région au nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, IV, 1, 119-127.
- Mattauer, M. 1990. *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Omega, Barcelona, 524 p.
- Minwer-Barakat Requena, R. 2005. Roedores e insectívoros del Turoliense Superior y el Plioceno del sector central de la Cuenca de Guadix. Tesis Univ. Granada, 584 p.
- Moretti, M., Soria, J.M., Alfaro, P. y Wals, N. 2001. Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, southern Spain). *Facies*, 44, 283-294.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. 1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, 363-368.
- Roldán, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Univ. Granada, 250 p.
- Rodríguez Fernández, J. 1982. *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 224 p.
- Sanz De Galdeano, C. 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-109.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.

- Sesé, C. 1989. Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 11, 185-213.
- Soria, J.M. 1993. *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor (Cordillera Bética central). Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis Univ. Granada, 192 p.
- Soria, J.M. 1998. La Cuenca de Antepaís Norbética en la Cordillera Bética Central (sector del Mencil): evolución tectosedimentaria e historia de la subsidencia. *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 23-31.
- Soria, J.M. y Durán, J.J. 1988. Sedimentación en Cueva Horá (Sierra Arana, Granada): Implicaciones neotectónicas y significado regional. *II Congreso Geológico de España*, Granada. Comunicaciones, 1, 407-410.
- Soria, J.M. y Ruiz Bustos, A. 1992. Nuevos datos sobre el inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. Cordillera Bética. *Geogaceta*, 11, 92-94.
- Soria, J.M., Viseras, C. y Fernández, J. 1998. Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, 135, 565-574.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, 255-266.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. 2000. Depósitos de delta y plataforma en la Cuenca de Guadix (Mioceno superior, Cordillera Bética, España): el registro estratigráfico de una "regresión forzada" inducida por la tectónica. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Mar del Plata (Argentina). Resúmenes.
- Vera, J.A. 1970. Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, 81, 429-462.
- Viseras, C. 1991. *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 327 p.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1988a. Las Brechas del Río Gor: Una nueva formación en el Neógeno de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *II Congreso Geológico de España*, Granada. Comunicaciones, 1, 221-224.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1988b. Significado sedimentológico y tectosedimentario de la Formación Brechas del Río Gor, Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *II Congreso Geológico de España*, Granada. Simposios, 299-308.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1992. Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *J. Geol. Soc. Geol. London*, 149, 1021-1029.
- Viseras, C. y Fernández, J. 1995. The role of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix Formation (SE Spain). *Geologie in Mijnbouw*, 74, 21-33.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. 2004. Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, 576-581.

