

# El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético

J. Rodríguez-Fernández<sup>(1)</sup>, F. J. Roldán<sup>(2)</sup>, J. M. Azañón<sup>(1, 3)</sup> y A. García-Cortés<sup>(4)</sup>

(1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada Avenida de la Palmeras, 4, 18100, Armilla, Granada. España  
jrodrig@ugr.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Alcázar del Genil, 18006 Granada. España  
fj.roldan@igme.es

(3) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071, Granada. España  
jazanon@ugr.es

(4) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. España  
garcia.cortes@igme.es

## RESUMEN

Se acepta actualmente que la estructura de la Zona Externa Bética corresponde a un sistema de pliegues y cabalgamientos vergentes al NO, de edad Mioceno inferior- medio. El objetivo de este trabajo es la revisión y estudio de las Unidades Olistostrómica (UO) y de Castro del Río y su relación con los sedimentos del paleomargen mesozoico-terciario del SE de Iberia. Nuestro trabajo permite una nueva interpretación de la estructura actual de parte de la Zona Externa (concretamente del Dominio Subbético).

La Unidad Olistostrómica, (15-13 Ma) es una megabrecha de matriz pelítico-yesífera procedente del desmantelamiento gravitacional del primitivo prisma de acreción bético tras la colisión del Paleomargen SE de Iberia con el Bloque Cortical de Alborán (18-15 Ma).

Esta Unidad contiene cuerpos plurikilométricos de series mesozoico-paleógenas de la Zona Externa de la Cordillera (tectonosomas), también procedentes del prisma, hoy desaparecido. Estos cuerpos tienen estructura interna contractiva heredada del plegamiento alpino y están intercalados tectónicamente en la UO, o con apariencia de estar flotando sobre ella.

En la base, los tectonosomas presentan fallas de bajo ángulo que desarrollan fábricas plano-lineales y bandas de cataclasitas foliadas de baja temperatura de carácter dúctil-frágil. El sentido preferente de transporte del bloque de techo es hacia N240-260°E y N300-320°E. También muestran deformación frágil de dirección NO-SE y NE-SO y alto ángulo compatible con la que presentan a muro.

Discordante sobre la UO y los tectonosomas se depositó, contemporáneamente a la extensión, la Unidad de Castro del Río (13-8.5 Ma). Al conjunto de los tres, extendido hacia el O-SO desde hace 13 Ma, se le denomina Complejo Extensional Subbético (CES) y está sellado por sedimentos neógenos más jóvenes cuanto más al O.

Este contexto gravitacional y la extensión resultante debieron estar condicionados por los importantes reajustes corticales atribuidos, en los modelos hoy comúnmente aceptados, al hundimiento de la losa despreñada de la subducción al E-SE de un fragmento de litosfera oceánica y posterior delaminación en la base de la corteza continental con desarrollo de vulcanismo intraplaca en la parte oriental de la cordillera.

Palabras clave: Cordillera Bética, extensión, Mioceno medio, olistostromas, sinorogénico

## ***Gravitational collapse of the alpine subbetic orogenic front, during the Middle-Upper Miocene: The Subbetic Extensional Complex***

### ABSTRACT

*It is currently accepted that the External Betic Zone corresponds to a fold-and-thrust-system, verging toward the NO, Early-Middle Miocene in age. The revision and study of the Olistostromic (OU) and Castro del Río units and their relation with the Mesozoic-Tertiary paleomargen sediments are the main scope of this paper. Our work has lead to a new interpretation of the structure of a part of the External Betic Zone, concretely, the Subbetic Domain viewed from a different perspective.*

*The OU is a chaotic breccia, dated as Middle Miocene (15-13 Ma) mainly nourished from the primitive Betic Orogenic Front, resulting afterwards in the South-Iberian Paleomargen - Alborán Crustal Domain intra-continental collision (Early-Middle Miocene). The OU may be typified as a mass wasting complex (MWC) in origin.*

*The OU hosts mega-clasts of thousands metres in size (tectonosomes) provided also by the primitive Betic Front. The Castro del Río Unit was deposited unconformably on the OU and the tectonosomes during the Late Serravallian-Early Tortonian (13 – 8,5 Ma).*

*The whole OU, the tectonosomes and the Castro del Río unit, extended from 13 Ma and was further sealed by younger sediments toward the W, here named as the South Betic extensional complex (SEC).*

*This gravitational context and the resulting extension must be considered as an expression of cortical readjustment in the Betic Chain from the Early-Middle Miocene. Rollback of an oceanic lithospheric slab subducted toward the E-SE and subsequent subcrustal delamination and intraplate volcanism developed in the western part of the chain is the model currently proposed to explain the westernmost Mediterranean geodynamic scenario.*

*Key words: Betic Cordillera, extension, Middle Miocene, olistostromes, synorogenic*

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

### **Introduction, aims and methods**

*By comparison with the Alps, the Subbetic Zone was traditionally interpreted under the paradigm of fold-and-thrust belts (Kilian, 1889; Brower, 1826). The allochthonous character of the Subbetic was proposed by the first researchers until Fallot (1948). This idea has been unanimously accepted ever since. Traditionally, it has been interpreted that the relation between Subbetic Domain and Prebetic constitute a fold-and-thrust system and that this same pattern governs the relationship between different Subbetic sub-zones (Internal, Median and External).*

*Recently it has been proposed that the Subbetic corresponds to the sedimentary cover of the Nevado-Filabride Complex, and that the latter could be the Variscan basement of the Iberian Meseta, metamorphosed during the Alpine Orogeny (Gómez-Pugnaire et al., 2012).*

*The main objectives of this paper are to:*

- 1. Present a revision of the antecedents, age, geometry and relationship of the synorogenic units, OU and Castro del Río.*
- 2. Study the tectonic style and the relationships between the synorogenic units and the mesozoic-tertiary sediments of a part of the External Betic Zone, more specifically the Subbetic Domain.*
- 3. Analyze and include the neogene evolution of the External Betic Zone in the current western Mediterranean geodynamic scenario.*

*Paleo-stress diagrams have been calculated by T-TECTO 3.0 software (Žalohar and Vrabec, 2007) using the VGF (visualized Gauss Function) through a procedure that allows analysis of various fractures (joints) without visible slip and fault planes.*

### **The olistostromic unit**

*In any geological map of the External Betic Zone, the most prominent feature is the ubiquity of the tectosedimentary OU. The outcrops of these sediments represent nearly two thirds of the External Betic Zone and constitute the most prominent visual characteristic of the geological landscape in the region (Figs. 1 and 2).*

*The OU is a chaotic breccia made up of Mesozoic and tertiary clasts (gypsum, dolomstones, marlstone and limestones besides subvolcanic rocks,) embedded in a clay and gypsum matrix formed by triassic-early neogene marly sediments (Fig. 3). Clasts of the OU, nourished mainly by the South-Iberian Palaeomargin, range from centimetres to hundreds of metres in size. The OU facies range from clayed stratified – brecciated stratified – to brecciated massive bedded, sedimented by mud, grain and debris flows.*

*The OU may be typified as a Mass Wasting Complex (Lucente and Pini, 2008) formed between 15 and 13 Ma. The result was huge breccias re-deposited in the adjacent foredeep basin.*

### **Castro del Río Unit**

*The Castro del Río Unit (Roldán, 1995) was deposited unconformably on the OU and tectonosomes during the Late Serravallian-Early Tortonian (13-8,5 Ma) represents the sedimentary wedge over the allochthonous ensemble since the Late Serravallian to the Early Tortonian (Fig. 4).*

*The autochthonous sediments facies in this basin were, distal siliceous turbiditic layers from unidentified fans, pelagic marls with abundant siliceous microfossils and bioclastic calcarenites deposited in shallow platforms attached to adjacent reliefs formed by the tectonosomes; slumps, sand pillows, unconformities and*

jointing, are evidence of instability at the basins. Small basins like Maiz (Hermes, 1977) or Moreda (Comas, 1978) have the same age, facies and evidence of instability as the Castro del Río Unit.

### **Tectonosomes and their relationship with the olistostromic and Castro del Río Units**

The OU hosts mega-clasts of thousands meters in size, here named Tectonosomes, provided also by the Betic orogenic wedge. Tectonosomes are made up of mesozoic and tertiary sections with preserved stratigraphic identity (Fig. 5). The deformation structures, mainly folds, characterizing these blocks can be attributed to deformation subsequent to the Iberia-Alborán Domain collision and is unrelated to the OU structure. These blocks are tectonically intercalated and seem to be floating on the OU.

These blocks are bounded in their basal part by low angle normal fault, with a SW-W hanging wall extension direction (Fig. 6). At the base, the tectonosomes are bounded by low-angle faults that develop planolite and foliate cataclastic bands of low temperature and ductile-brittle character. The preferred direction of the hanging wall transport is towards N240-260° E and N300-320° E. They also show NW-SE and NE-SW high angle faults, compatibles with the previously described.

### **Discussion**

On the outer side of the Gibraltar Arc, deposits coming from gravitational processes can be distinguished from those supplied by tectonic processes inherent to the construction of the accretionary prism (Gutcher et al., 2009 and references therein). This example can serve as a reference for a better understanding of the processes acting on the structure and collapse of the primitive betic accretionary wedge.

Altogether the OU, the tectonosomes and the Castro del Río unit, extended from 13 Ma and were placed on and sealed by younger sediments towards the W, here referred to as the South Betic extensional complex (SEC).

During its westward extension, the southern limit of the SEC was the Alborán Domain (Internal Zone), whilst the northern limit was the Iberian foreland ramp. The Guadalquivir Basin lies between both including a sedimentary record from the Late Tortonian to the present.

In the seismic lines the tip of the SEC has a short displacement toward the NE, the theoretical direction of maximum shortening, and a broad extension towards the W-SW (Fig. 7 A and B). This geometry may alternatively be interpreted as lateral ramps of extensional faults breaking into the basin along its westward extension, reaching the bottom of the basin.

The westward extension of the SEC after 8,5 Ma is documented in the Subbetic Dominion by the age of the sealing sediments. At the Jaén meridian, Late Serravallian-Early Tortonian sediments sealed the SEC; at the Ronda meridian the same situation occurred in the Messinian, and in the Messinian-Pliocene from Arcos de la Frontera towards the W. The SEC and the Guadalquivir Basin sediments show the same geometric relation, with the SEC intercalated in younger sediments towards the W (Fig. 8). The Guadalquivir Basin, between the emerged foreland and the SEC, constitutes a marginal basin located on a smooth southwardly deepening ramp (Iberian Meseta).

A simple calculation shows that the SEC was subject to extension from the Late Miocene, with displacement rates above 25 km / Ma. These high rates of displacement are consistent with the proposals for the extensional denudation of the Internal Betic Zone (Booth-Rea, et al., 2007).

The contractive structuring in the Cazorla Arc against the Iberian foreland, ceased after the Early Tortonian (younger implied sediments), within this same time span the SEC was affected by a westward extension and therefore the SEC extension and final structuring of Cazorla Arc must have been partially contemporary.

The W-SW extensional detachment of the Filabres thinned the Internal Betic Zone and exhumed the deeper core complex (Booth-Rea et al, 2007 and references therein). Galindo-Zaldívar et al. (2000) described extension towards the SW and NW and their temporal coincidence with the Filabrides extensional detachment. Finally, the main intramontane Betic basins were formed at this same time (Rodríguez-Fernández et al., 2012).

The current geodynamic scenario of the Betic chain, in light of the recent advances, needs to be taken into account when interpreting the data presented above on the recent evolution of the chain.

The extensional context described above, after 15 Ma, was conditioned by a cortical readjustment as the result of the sinking of a detached slab of oceanic lithosphere subducted towards the E-SE and delamination at the base of the lithosphere with intraplate volcanism development (Gutscher et al., 2009; Duggen et al., 2003, 2005; Booth-Rea et al., 2007).

### **Conclusions**

The OU unit is a chaotic breccia, nourished mainly by the South-Iberian Palaeomargin after the intracontinental collision with the Alborán Domain (Early-Mid-Miocene, 15-13 Ma). It is made up of mesozoic and tertiary clasts embedded in a clay and gypsum matrix formed by triassic-early neogene marly sediments.

*The OU hosts mega-clasts of thousands meters in size, here named tectonosomes, provided also by the Betic orogenic wedge. Mesozoic and tertiary sections with preserved stratigraphic identity constitute the structure of the tectonosomes.*

*The mechanical characteristics of the OU matrix (high plasticity and low competition) have contributed to the development of major extensional detachments, responsible for the westward movement of Subbetic Dominion from the Mid-Miocene*

*Castro del Rio Unit was deposited unconformably on OU and tectonosomes during the Late Serravallian-Early Tortonian (13-8,5 Ma) representing the sedimentary wedge over the allochthonous ensemble since the Late Serravallian to Early Tortonian*

*The OU (Late Langhian-Early Serravallian), the Castro del Río Unit (Late Serravallian-Early Tortonian) and the tectonosomes (SEC) are considered as dynamic synorogenic elements directly related to the present structure of the Subbetic Dominion. This structure is the result of the extensional collapse which affected the primitive betic accretionary wedge in the Mid-Miocene.*

*The final compression in the Cazorla Arc, the extensional detachment of Filabres, and the intramontane basin formation in contact with the internal-external zones were partially contemporaneous. All should be considered as different expressions of the extensional geodynamic context in the Betic chain, during most of the Mid-Late Miocene.*

*To sum up, the alternative model proposed in this paper allows us to make a different interpretation of the many little known characteristics of the current structure of the Subbetic Dominion.*

## Introducción

El término mezcla (*mélange*) introducido por Greenly (1919) y revisado por Hsü (1968); Chang *et al.*, (2001); Moscardelli y Wood (2008); Festa *et al.*, (2010) entre otros, se ha utilizado profusamente para denominar unidades rotas y caóticas de diferentes edades y contextos. Los *mélanges* están generalmente ligados a contextos geológicos con abundante fragmentación de rocas y liberación de sedimento fino que forma la matriz, junto a desniveles topográficos que los hacen susceptibles de acumularse y trasladarse bajo los efectos de la gravedad. Existe abundante literatura en la que se describen mezclas de rocas con un origen tectónico (Meschede *et al.*, 1999; Chang *et al.*, 2001; Wakabayashi, 2004; Ikesawa *et al.*, 2005), otras procedentes de la remoción y emplazamientos en masa mediante procesos gravitacionales (Cowan, 1985; Horton y Rast, 1989; Pini 1999; Lucente y Pini, 2003; Pini *et al.*, 2004) y mezclas formadas a partir de la extrusión en diapiros y volcanes de barro o deslizamientos submarinos (Williams *et al.*, 1984; Barber y Brown, 1988; Brown y Westbrook, 1988; Castellarini y Pini, 1989; Camerlengui y Pini, 2009).

Los *mélanges* formados por bloques exóticos dentro de una matriz de diferentes edades y litologías a partir de procesos gravitacionales, se han denominado de modo genérico olistostromas (Flores, 1955; Beneo, 1956; Rigo de Righi, 1956, Abbate *et al.*, 1970; Elter y Trevisan, 1973; Bettelli y Panini, 1985, 1987; Labaume, 1992; Pini, 1999; Lucente y Pini, 2003; Frey-Martínez *et al.*, 2006).

El contexto en el que se generan los olistostromas puede ser variado, contextos de borde de plataforma talud ligados a descompresión, como consecuencia

de descensos eustáticos (*Low Systems Tract*) (Moscardelli y Wood, 2008), en contextos colisionales con desarrollo de cuñas orogénicas y emplazamiento de brechas en sus frentes. Estas brechas pueden tener edades diversas y proceder tanto de la propia cuña como de los sedimentos de la cuenca (Page, 1978; Naylor 1981; Festa *et al.*, 2010, entre otros); en cuencas transportadas sobre estos mantos, *piggy-back basins* (Ori y Friend, 1984; Ricci Lucchi, 1986; Pini, 1999), desmantelamiento gravitacional de pliegues y otras estructuras (Hodemaekers, 1973). Las dimensiones de estas unidades gravitacionales pueden ser igualmente variadas, desde pocos a centenares o decenas de miles de kilómetros cuadrados, como los deslizamientos submarinos que originan Complejos de Transporte en Masa (MTCs) descritos por Moscardelli y Wood (2008) en el borde externo de la plataforma de Trinidad-Tobago o los Complejos de Vertidos en Masa (MWCs) descritos en los Apeninos por Lucente y Pini (2008). Otros ejemplos con un origen tectónico y gravitacional, son los de la llanura abisal de La Herradura próxima al margen continental surportugués, donde se depositaron casi  $80 \times 10^3 \text{ km}^3$  de endolistostromas, desde del Mioceno inferior (Torelli *et al.*, 1997; Camurri *et al.*, 2005).

Distinguir el origen de estas mezclas en el registro geológico resulta siempre problemático debido a la convergencia de sus productos y facies. También por la deformación subsecuente que los distorsionan enmascarando sus procesos de formación y generando condiciones favorables para nuevos deslizamientos a partir de relieves rejuvenecidos. Este patrón de eventos formado por tectónica y deslizamiento puede provocar diapirismo (Collison, 1994) o volcanes de barro (Sautkin *et al.*, 2003).

Las unidades deformadas con interrupción de estratos y bloques diversos, pero que conservan su identidad estratigráfica, litológica y cronológica, no deben ser consideradas como mezclas y deben denominarse tectonosomas (Pini, 1999), tectonitas (Castellarini y Pini, 1989) o formaciones rotas (Hsü, 1968). La coexistencia de olistostromas y tectonosomas ha sido documentada en el Manto Ligur (Apeninos), uno de los ejemplos más paradigmáticos de este tipo de unidades (Torelli *et al.*, 1997; Lucente y Pini, 2008).

La interpretación del origen de este tipo de unidades y su ubicación espacio temporal resulta esencial en la interpretación de muchas cadenas montañosas en las que están presentes. Este es el caso de la Zona Externa de la Cordillera Bética.

Los sedimentos triásicos de la base de la serie mesozoicas del Paleomargen Suribérico fueron extruidos de forma diapírica desde el Jurásico terminal - Cretácico - Paleógeno, según el modelo clásico de margen continental pasivo (Martínez del Olmo *et al.*, 1985; Martínez del Olmo, 2003; Nieto *et al.*, 1992). Las propiedades mecánicas de los sedimentos pelítico-yesíferos triásicos junto con otros margosos de edad Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior contribuyeron a formar niveles de despegue bajo las unidades mesozoicas y terciarias, en los primeros estadios de la estructuración compresional del Paleomargen Suribérico.

En algunos afloramientos a los sedimentos de edad triásica se les ha imputado una génesis diapírica, por ejemplo los descritos en el Prebético meridional o interno de la provincia de Murcia (Martínez del Olmo *et al.*, 1985). Sin embargo García-Cortés, *et al.* (1991) tras el estudio de la microfauna que contenían esos mismos afloramientos, concluyeron que correspondían a la matriz de la unidad brechoide que se describe en este trabajo y no a verdaderos sedimentos triásicos.

Igualmente sucede con los ejemplos descritos en el denominado Trías de Antequera (Sanz de Galdeano *et al.*, 2008), o en el borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir, donde estos sedimentos caóticos fueron datados por Roldán (1995) como Mioceno medio.

En el Mapa Geológico Continuo Digital de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir (GEODE), Roldán *et al.*, (2012a) la casi totalidad del denominado tradicionalmente "Trías Subbético" ha sido incluido como "Unidad Olistostrómica" (UO) y datada como Mioceno medio.

Estas brechas están estructuralmente relacionadas con cuerpos rocosos mayores, formados por series mesozoica-terciarias de la Zona Externa Bética, cuyo reconocimiento, origen y posición son fundamentales para interpretar su estructuración postcolisional.

## Objetivos y métodos

Los objetivos planteados en este trabajo son:

1. Revisar los antecedentes y analizar las facies, origen y posición estratigráfica de las unidades sinorogénicas del Dominio Subbético.
2. Analizar la relación y estilo estructural entre dichas unidades sinorogénicas y los sedimentos mesozoicos y terciarios del Dominio Subbético.
3. Insertar la relación entre los procesos implicados en dicha estructuración en la evolución geodinámica reciente de la cordillera en el contexto del Mediterráneo occidental.

Para cubrir estos objetivos además de muestreos, datación de los sedimentos de las formaciones implicadas, reinterpretación de la cartografía geológica llevados a cabo durante la última década, hemos realizado:

1. La interpretación de diversas líneas sísmicas y sondeos procedentes de investigación de hidrocarburos, según las evidencias obtenidas en el sector central de la Cordillera Bética y la Cuenca del Guadalquivir.
2. Medidas sistemáticas de fallas y diaclasas de extensión que afectan a las unidades subbéticas aflorantes, para realizar un análisis del régimen de esfuerzos dominantes durante la generación de las mismas, así como dirección y sentido de la extensión.
3. Las proyecciones estereográficas han sido calculadas con el software T-TECTO 3.0 (Žalohar y Vrabc, 2007), usando la función visualizada de Gauss (VGF) a través de un procedimiento que permite analizar conjuntamente fracturas, diaclasas y planos de falla (no se han observado planos de falla con más de una estría). El programa permite introducir tres tipos de fracturas: fracturas y venas de extensión, estilolitos y fracturas de cizalla. Se ha seleccionado un stereoplot que permite visualizar las áreas de máxima probabilidad para esfuerzos principales. Los colores azules indican los campos en los que se insertaría  $\sigma_3$  mientras que los colores rojos indican los campos en los que se insertaría  $\sigma_1$ . Los puntos en color amarillo representan la posición más probable de  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  con los datos introducidos.

## Marco Geológico Regional

La Cordillera Bética, que junto con el Rif, constituyen el cinturón orogénico más occidental de los que rodean el Mediterráneo, ha sido clásicamente dividida

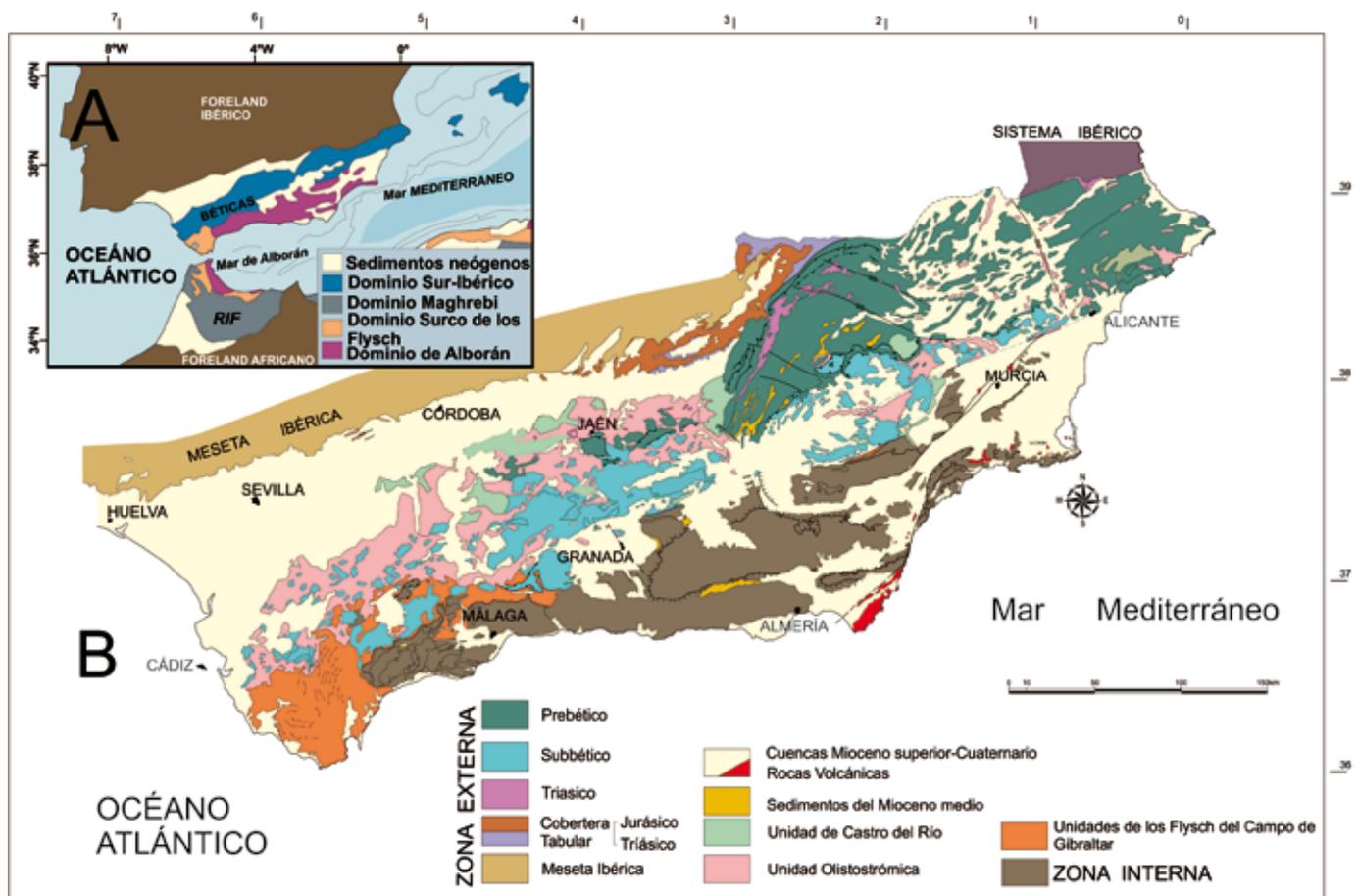
en Zona Interna y Externa. La Zona Interna corresponde con el denominado Dominio de Alborán, y se ha interpretado como parte del bloque cortical meso-Mediterráneo del que formaron parte otros como la Kabilia, Calabria, y el Bloque Peloritano, (Bouillin *et al.*, 1986). La Zona Externa corresponde con el paleomargen mesozoico-terciario suribérico. Clásicamente se ha aceptado que el orógeno Bético-Rifeño es el resultado de la colisión intracontinental del Bloque de Alborán con los paleomárgenes suribérico y norafricano (Fig. 1A).

La Zona Interna o Bloque de Alborán (Fig. 1B) está formada por tres complejos tectónicamente superpuestos, como mínimo desde el Eoceno inferior (48 Ma) (Platt, *et al.*, 2005), formados principalmente por rocas de la corteza media y superior, de edad paleozoica y mesozoica, algunos de ellos metamorfizados en la orogenia alpina. De abajo arriba estos tres complejos son: Nevado Filábride, Alpujarride y Maláguide. El Complejo Nevado Filábride ha sido recientemente interpretado como un basamento varisco (Paleozoico) metamorfozado en condiciones de alta presión duran-

te el Mioceno inferior-medio y posteriormente exhumado en el núcleo de un antiformal de escala regional (Platt *et al.*, 2004 y 2006; Booth-Rea *et al.*, 2005 y 2007; Gómez-Pugnaire *et al.*, 2012).

El Complejo Alpujarride ha sido afectado además por condiciones de alta presión (Azañón y Goffé, 1997), mientras que el Complejo Maláguide lo ha sido sólo por metamorfismo de bajo grado. Es comúnmente aceptado que el desplazamiento de esos tres complejos se produjo hacia el O hasta colisionar con el margen pasivo del sureste de Iberia, entre el Oligoceno-Mioceno inferior (23 Ma) y el Burdigaliense medio (18 Ma) (Durand-Delga, 1980; Hermes, 1985; Sanz de Galdeano, 1990; Balanyá *et al.*, 1997, Geel y Roep, 1998, 1999).

Entre la Zona Interna y Externa afloran las unidades del denominado Surco de los Flyschs del Campo de Gibraltar, pertenecientes a un dominio sedimentario de edad Mesozoico-Mioceno inferior. Estas unidades se depositaron en una cuenca estrecha y profunda sobre un basamento formado por corteza oceánica o continental muy adelgazada. El desplazamiento hacia



**Figura 1.** A. Posición de la Cordillera Bética en el contexto del Mediterráneo Occidental. B. Mapa geológico sintético de la Cordillera Bética.  
**Figure 1.** A. The Betic Cordillera in the western Mediterranean realm. B. Geological sketch of the Betic Cordillera.

el O del Bloque de Alborán fue el responsable de su deformación y destrucción, así como de su actual ubicación en el extremo occidental de la cadena (Wildi, 1983), donde constituye el rasgo más notorio de la cuña orogénica del Arco de Gibraltar (Gutscher *et al.*, 2002; 2009; Pedrera *et al.*, 2011).

La primera evidencia de la denudación tectónica del dominio de Alborán es un despegue extensional, no muy bien caracterizado en su cronología y cinemática, que afectó al contacto entre los complejos Maláguide y las unidades superiores del Alpujarride y que fue activo en el Mioceno inferior-medio (Aldaya *et al.*, 1991; Mayoral *et al.*, 1994; Lonergan y Platt, 1995). Este despegue está caracterizado por extensiones hacia el NO y NE en el sector oriental de la cadena. En el sector occidental la extensión afectó a las unidades alpujarrides en el Burdigaliense superior-Langhiense, con una cinemática del bloque de techo hacia el NNO (García-Dueñas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994). Este primer episodio extensional ha sido relacionado con la apertura de la cuenca Norargelina, de acuerdo con las directrices de las anomalías magnéticas (Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Rehault *et al.*, 1984).

Una segunda fase de extensión, más evidente y documentada, ocurrió en el Mioceno medio-superior (12-8 Ma) y está caracterizada por el movimiento del bloque de techo hacia el OSO. Este episodio contribuyó a la exhumación del Complejo Nevado-Filábride, el más profundo de los tres que componen el Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Monié *et al.*, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Platt y Whitehouse, 1999; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2007) y dio origen a las principales cuencas intramontañosas de la cordillera (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2012).

El actual campo de esfuerzos en la Cordillera Bética (Reicherter y Peters, 2005; de Vicente *et al.*, 2008) está caracterizado por una compresión orientada de NNO-SSE a N-S, resultado de la convergencia de África y Europa y que es activa desde finales del Tortonense. Este esquema de esfuerzos generó los pliegues de dirección E-O tan característicos en la fisiografía de la Zona Interna Bética. Contemporáneamente a esta compresión ocurrió una extensión casi perpendicular bien documentada en la bibliografía (Sanz de Galdeano, 1988; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993 y 1999; Buforn *et al.*, 1995; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004; Stokes, 2008), posibilitando o favoreciendo la exhumación del Complejo Nevado Filábride entre 12 y 8 Ma (Johnson *et al.*, 1997; Reinhart *et al.*, 2007; Clark y Dempster, 2009; Vázquez *et al.*, 2011).

La Zona Externa (Fig. 1B) que corresponde al Paleomargen Mesozoico y Terciario del SE de Iberia se

ha dividido clásicamente, en base a criterios principalmente estratigráficos y paleogeográficos, en los Dominios Prebético y Subbético, este último más alejado del antepaís.

En general la estructura de las Zona Externa se ha interpretado como una cobertera despegada a nivel de los sedimentos triásicos, y estructurada con una secuencia de pliegues y cabalgamientos con vergencia generalizada al NO que afectan a los Dominios Prebético y Subbético (García Hernández *et al.*, 1980). Esta estructura sería el resultado de la colisión del Dominio de Alborán con el Margen Suribérico en el Mioceno inferior-medio. En este esquema el *foredeep* correspondería a la cuenca del Guadalquivir.

El Prebético tradicionalmente se ha dividido en Externo e Interno, con predominio de facies carbonáticas someras y terrígenas mixtas continentales-marinas, a menudo con lagunas estratigráficas importantes en el Externo, y desarrollo de sucesiones más completas, con episodios hemipelágicos en el Interno. El Prebético Interno distalmente da paso a facies de talud representadas por las denominadas Unidades Intermedias (Foucault, 1960, 1965, 1971, 1975; Azema, 1965, 1972, 1975, 1977; Azema *et al.*, 1971; Azema y Montenat, 1973; Ruíz-Ortiz, 1983).

El sector más occidental, el Prebético se estructura en escamas imbricadas y pliegues de dirección N-NE, vergentes al NO que pasan a casi N-S en la curvatura del Arco de Cazorla donde pinzan sedimentos de edad Serravalliense superior-Tortonense inferior (Figs. 1 y 2). Sin embargo, sedimentos de la misma edad rellenan cuencas como las de Santiago de la Espada limitada por fallas extensionales con una dirección de extensión paralela a la dirección de transporte de los cabalgamientos. Una posible explicación a esto sería la respuesta extensional a los cabalgamientos, en la parte trasera de los mismos (Meigninger, 2006). La deformación miocena del Prebético se ha visto influenciada por las fracturas preexistentes en la rampa del basamento heredadas de la etapa extensional Jurásico terminal-Oligoceno superior (Foucault, 1971; De Ruig, 1992; Peper y Cloetingh 1992; Platt *et al.*, 2003; Meigninger y Vissers, 2007, Borgh *et al.*, 2011). A su vez el conjunto está cortado por fallas de salto en dirección, dexas y transversales a las directrices tectónicas compresionales. El sector oriental, denominado Prebético de Alicante, presenta una deformación polifásica con extensión en el tránsito Paleógeno-Neógeno, plegamiento y cabalgamientos durante el Mioceno inferior-medio y fracturación frágil de carácter transcurrente a partir del Mioceno superior (De Ruig, 1992).

El Dominio Subbético ha sido dividido de S a N en tres subdominios: Interno, Medio y Externo (Azema *et*

*al.*, 1971, García Hernández *et al.*, 1980 y referencias en ellos). Esta división se basó en las características de los sedimentos del paleomargen mesozoico, fundamentalmente a partir del Jurásico inferior (post-Carixiense), con sedimentos del resto del Jurásico y Cretácico de facies margosas y rocas subvolcánicas intercaladas en el Subbético medio (Fig. 2). Las facies mayoritariamente calcáreas, a menudo condensadas, caracterizan el Jurásico medio y/o superior en los dominios Externo e Interno.

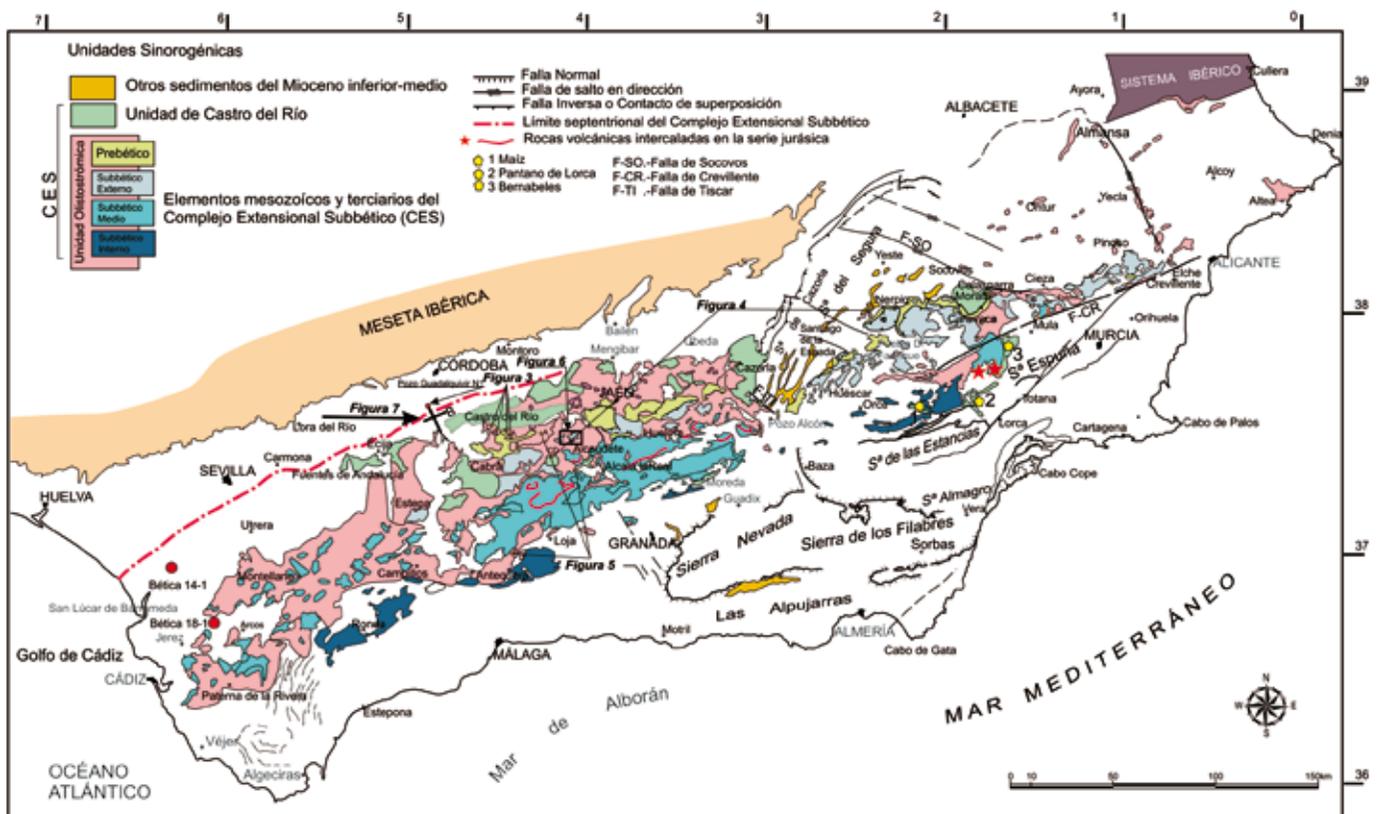
Se ha aceptado de forma generalizada que la estructura del Dominio Subbético está formado por pliegues con dirección de NE-SO a ENE-OSO y cabalgamientos subparalelos hacia el NO, y consecutivos a los pliegues de cada uno de los tres dominios. Este sistema de pliegues y cabalgamientos, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento y con una secuencia tipo *piggy-back*, ha sido fechado en el límite Aquitaniense-Burdigaliense en la parte central y Burdigaliense superior en la parte occidental. La desarmónica del plegamiento y la falta de estructuras cilíndricas ha sido atribuida a las propiedades y comportamiento mecánico de los sedimentos triásicos (Crespo-Blanc y González-Sánchez, 2005; Crespo-Blanc y Frizon de Lamotte, 2006; Crespo-Blanc, 2007, 2008).

El contacto entre Zona Externa e Interna que aflora de manera discontinua, pues en algunos segmentos está sellado por los sedimentos que rellenan las cuencas intramontañas, tiene un carácter transcurrente en su geometría y cinemática hasta el meridiano 4° 30' W.

En la mayoría de los casos el contacto está marcado por un conjunto de escamas vergentes al S-SE con superposición del Subbético Interno sobre las denominadas Unidades Frontales de la Zona Interna y éstas sobre el Complejo Maláguide, en lo que ha sido comúnmente interpretado como retrocabalgamientos. Una descripción más detallada de la naturaleza de este contacto y las unidades implicadas puede encontrarse en Martín Algarra (1987), Martín Algarra *et al.*, (1988), Balanyá (1984, 1991), Balanyá *et al.*, (1997).

### Antecedentes sobre los sedimentos que forman la unidad olistostrómica

Los trabajos regionales más completos sobre los sedimentos triásicos subbéticos y sus denominaciones, origen y características quedan recogidos en la Tabla 1.



**Figura 2.** Síntesis cartográfica de las Unidades Sinorogénicas (UO y UCR) en la Zona externa Bética. La situación de las figuras 3, 4, 5, 6 y 7 está indicada en mapa.

**Figure 2.** A cartographic sketch of the Synorogenic Units (OU and CRU) at the External Betic Zone. See location of Figs. 3, 4, 5, 6, and 7.

| Denominación en la Cordillera Bética                                     | Autor                                   | Características  | Procedencia   |
|--|---|--|---|
| Manto de Antequera   | Staub (1926)                            |  | Ultrabética   |
| Manto de Antequera   | Blumenthal (1927)                       |  | Citrabética   |
| Manto de Carmona   | Perconig (1960-1962)                    | Arcillas rojas y verdes de edad triásica   | Subbético   |
| Olistostroma del Guadalquivir  |   |  |   |
| Unidad de paterna  | Chauve (1963)                           | Manto tectónico  | Base del Subbético  |
| Manto de Cambil  | Fontboté (1964)                         | Sedimentos triásicos alóctonos   | Subbético meridional  |
| Complejo Subbético frontal   | Busnardo (1964)<br>Baena (1973)         | Sedimentos mesozoicos y terciarios   | Subbético   |
| Unidades del Guadalquivir  | García-Rossell (1972)                   | Sedimentos mesozoicos y terciarios   |   |
| Manto de Antequera-Osuna   | Cruz-Sanjulián (1974)                   | Sedimentos triásicos, cretácicos y paleógenos  | Subbético   |
| Complejo tectosedimentario del Guadalquivir                              | Bourgois (1978)                         | Fragmentos de unidades subbéticas aloctonas, brechas poligénicas, matriz yesífero-arcillosa de edad triásica | Subbético, Surco de los Flysch y arcillas con bloques   |
| Unidad olistostrómica  |   | Roldán (1995)  | Brechas con clastos mesozoicos a miocenos inferior (paleozoicos?)<br>Gravitacional y tectónica.<br>Olistostromas y tectonosomas |
| Complejo olistostrómico subbético  | Pérez-López (1991)                      | Sedimentos mesozoicos y terciarios   | Subbético   |
| Manto de Cádiz   | Maestro <i>et al.</i> (2003)            | Masas de arcillas y sales  | Subbético   |
| Complejos caóticos subbéticos y complejo olistostrómico del Guadalquivir | Vera y Martín-Algarra (2004)            | Sedimentos brechoides mesozoicos, redepositados en el Mioceno  | Subbético   |
| Trías de Antequera   | Sanz de Galdeano <i>et al.</i> , (2008) | Brechas y olistostromas  | Subbético   |
| En el RIF  | Autor                                   | Características  | Procedencia   |
| Nappe Prerifaine   | Levi y Tilloy (1952)                    | Sedimentos mesozoicos, terciarios y paleozoicos  | Prerif-Mesorif  |

**Tabla 1.** Diferentes denominaciones de la Unidad Olistostrómica en la Cordillera Bética y el Rif.**Table 1.** Different names for the Olistostromic unit in the Betic and Rif Cordilleras.

Hay que reseñar los de Peyre (1974) quien cita a Orueta (1877) como el primero en cartografiar los sedimentos triásicos y considerar que estos no eran solamente de edad triásica, sino que podían llegar a incluir otros sedimentos de diversas edades, preferentemente terciarias. Igualmente son importantes los trabajos de Staub, 1926 y 1934; Fallot, 1945; Chauve, 1963; por su influencia en autores posteriores.

El papel tectónico desempeñado por estos sedimentos fue reconocido por Hermes (1984), De Smet (1984), Flinch, (2003), Flinch *et al.*, (1996), Flinch y Bally, (1991), Fernández *et al.*, (1998), Berastegui *et al.*, (1998).

Observaciones y propuestas sobre las facies y origen de estos sedimentos fueron realizadas por Mauthe (1970), Bourgois (1975, 1978) y García-Cortés *et al.*, (1991) quienes además estudiaron su fauna de forma sistemática y dataron estos sedimentos como Langhiense superior-Serravallense inferior.

Trabajos similares han sido hechos en el Rif en depósitos equivalentes denominados "Nappe Prerifaine" (Feingberg, 1986; Kerzazi, 1994; Chalouan *et al.*, 2008). Localmente se las ha denominado "brechas poligénicas de matriz yesífera", con fragmentos y bloques de rocas metamórficas e ígneas que afloran en el valle de Ouerha en el Rif central (Asebriy *et al.*, 1987).

## la Unidad Olistostrómica

La UO ha sido ampliamente reconocida y cartografiada desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, y por el sur hasta los límites con el Complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar y la parte más septentrional de la Zona Interna (Figs. 1 y 2). Por ello se puede afirmar que es una unidad ubicua en la Zona Externa de la cordillera y no vinculada a la división entre Subbético y Prebético.

### Composición y facies

La UO corresponde a una megabrecha resultado de la mezcla de cuerpos rocosos procedentes del primitivo Arco Bético formado tras la colisión del Palomargen de Ibérica con el Bloque Cortical de Alborán. Presenta toda la gradación granulométrica posible, desde lutitas o arenas y brechas de clastos centimétricos (debritas), a olistolitos deca y hectométricos formando olistostromas. Son igualmente frecuentes los olistolitos de diversas dimensiones, generalmente homogéneos en cuanto a su composición, yeso, dolomías, rocas subvolcánicas, calizas y margocalizas. La matriz esta compuesta de sedimentos pelítico-yesíferos junto con otros margosos de edades comprendidas entre el Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior.

Bloques procedentes de la Zona Interna se hallan incorporados en la UO a partir del meridiano 4° W. Olistolitos procedentes del Complejo de los flyschs se reconocen a partir de 4° 30' W, desde Campillos (Málaga) hasta Paterna de la Rivera (Cádiz). Paralelamente a esta distribución también existe una gradación en el tamaño de los bloques, que son menos voluminosos hacia las áreas más externas.

La estratificación interna de los olistolitos puede utilizarse como referencia de su posición dentro de la megabrecha, por lo que es frecuente encontrar ejemplos en posición perpendicular a las direcciones de flujo de las facies más finas que los albergan, lo que implica flujos densos. En otras ocasiones la estratificación interna es paralela a las direcciones de flujo de las facies envolventes (Fig. 3A) y se denominan losas flotantes (*floating slabs*).

En las zonas donde abundan los olistostromas pueden diferenciarse los siguientes tipos facies:

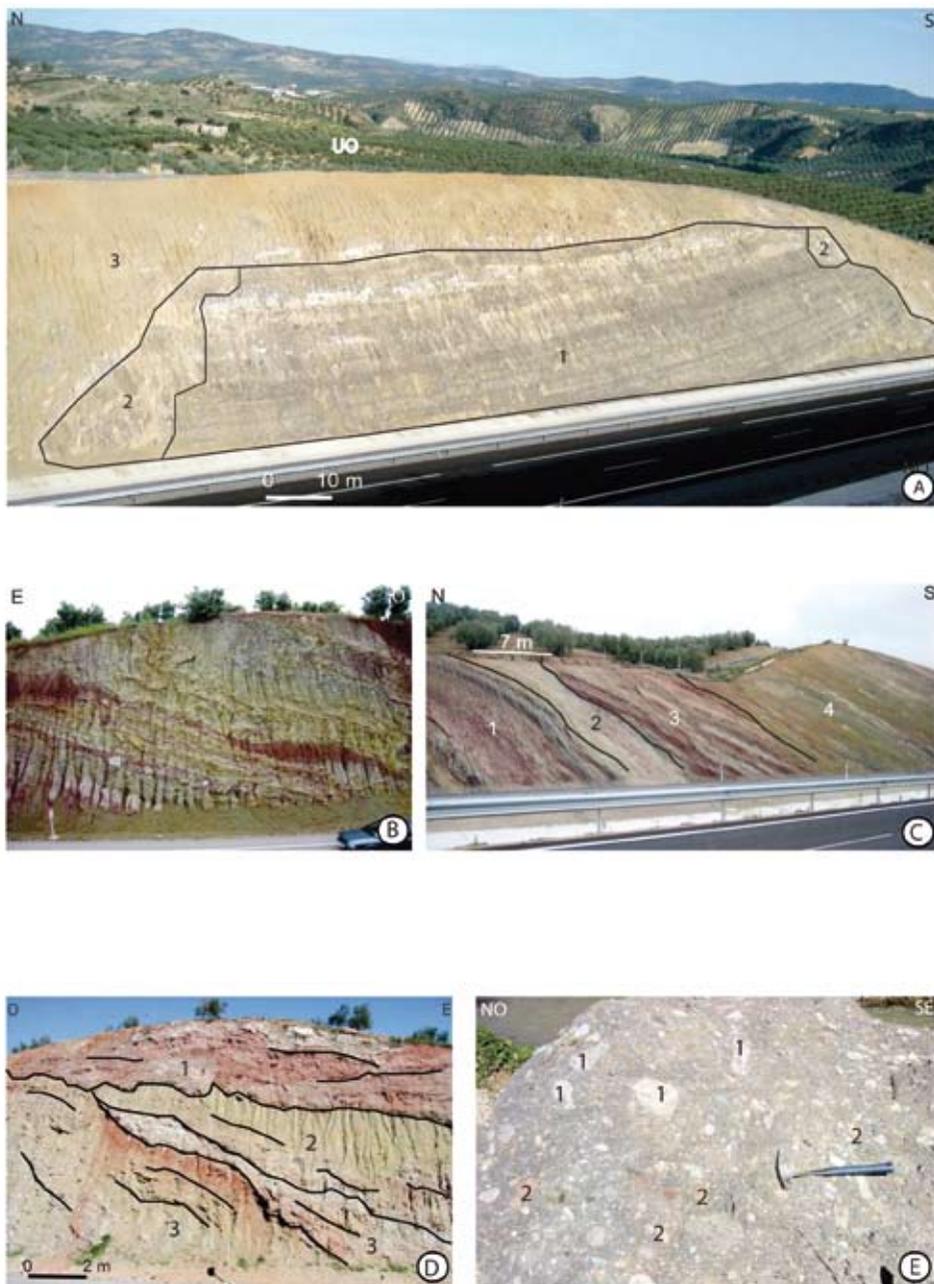
**Facies de brechas estratificadas** formadas por estratos de decenas de centímetros a varios metros de espesor y mediana continuidad lateral, generalmente varias decenas de metros. A veces la morfología de los estratos no es plano paralela y terminan acuñándose o presentan bases pseudocanalizadas y erosivas (Figs. 3 B, D y E).

Las brechas estratificadas, cuando son de granulometría uniforme suelen estar embebidas en una matriz areno-arcillosa que soporta los cantos. No se observan estratos con facies sin matriz, lo que evidencia que los flujos eran densos, cohesivos y con abundante matriz plástica. El ordenamiento interno de estos estratos suele mostrar gradación normal en unos casos e inversa en otros, esta última resultado del tamizado cinético de los sedimentos en su marcha a posiciones topográficamente más bajas. Las facies se corresponden con depósitos emplazados a partir de procesos gravitacionales con flujos de cantos y granos (*debris y grain flows*). Más detalles sobre las facies pueden encontrarse en García Cortés *et al.*, (1991) y Roldán, 1995).

Dentro de las facies estratificadas pueden ser diferenciadas unas subfacies ricas en sedimento fino con un porcentaje minoritario de cantos y organizadas en estratos más irregulares y discontinuos. Abundan los ejemplos de gradación inversa, estructuras *dish* y en llama (*flame structures*) que evidencian procesos de licuefacción y fluidificación, típicos de flujos con abundante agua intersticial. Comunes son también los ejemplos de pliegues intraformacionales (*slumps*), a favor de las pendientes deposicionales. Los procesos invocados para el depósito de estas facies son fundamentalmente de flujos de granos y lodo (*grains y mud flows*) (Figs. 3 C y E).

**Facies masivas** generalmente formadas por cantos y bloques de dimensiones centimétricas a decimétricas, de litología variada en la que se reconocen las formaciones triásicas, jurásicas, cretácicas y terciarias pre-langhienses de la Zona Externa, y en menor proporción de la Interna y del Complejo del Surco de los Flyschs. Los estratos son difíciles de observar y cualquier otra estructura de ordenamiento interno está ausente, los espesores varían en muy corto espacio entre 0,5 y 2,5 m. Son frecuentes las cicatrices erosivas internas que amalgaman las sucesivas coladas producidas por avalanchas de brechas (*debris flows*) (Figs. 3 D y E).

Todo este cortejo de facies descrito señala, en origen, un medio de depósito en el que los procesos sedimentarios estuvieron dominados por el emplazamiento en masa de flujos de sedimentos y deslizamientos de olistolitos y olistostromas de diferentes dimensiones, condicionados por la pendiente deposicional, genéricamente denominados "Vertidos de Flujos en Masa" (*Mass-Wasting Flows*) o "Complejos de Transporte en Masa" (*Mass-Transport Complexes*). Ambientes sedimentarios como los descritos están abundantemente documentados en la literatura y han recibido diferentes denominaciones como se ha señalado en la introducción (Camurri *et al.*, 2005; Torelli *et al.*, 1997; Moscardelli y Wood, 2008; Pini, 1999).



**Figura 3.** Aspecto de campo de algunos afloramientos de la Unidad Olistostromica. A. Detalle de olistolito acomodado paralelamente a la estratificación general (*floatstone*). 1. Olistolito de Dolomías triásicas; 2. Facies de brechas en la periferia del olistolito; 3. Facies arcilloso-arenosas nutridas de sedimentos triásicos. B. Facies groseramente estratificadas (flujos de cantos y arcilla). C. Facies arenosas y lutíticas nutridas fundamentalmente de: 1. Sedimentos de edad Triásico; 2. Sedimentos de edad Cretácico superior ; 3. Sedimentos de edad Triásico, Cretácico superior y Paleógeno; 4. Sedimentos de edad Mioceno inferior. D. Facies de flujos en masa. 1. Arcillas y yesos; 2. Debritas con matriz arenosa y arcillosa; 3. Brechas. E. Facies de flujos de cantos de varias litologías 1. Clastos de margocalizas de edad Cretácico inferior; 2. Margocalizas de edad Cretácico superior-Paleógeno, matriz yesífera.

**Figure 3.** Appearance of some Olistostromic Unit outcrops. A. Detail of an interbedded olistolite (*floatstone*). A. Olistolite made of triassic dolostone; 2. Brecciated facies in the olistolite periphery; 3. Sandy-clay facies nourished from triassic sediments. B. Crudely bedded facies (debris and mud flows). C. Sandy-shaly facies nourished from: 1. Triassic sediments; 2. Late Cretaceous sediments; 3. Triassic sediments, Cretaceous and Palaeogene sediments; 4. Early Miocene sediments. D. Mass flow facies. A. Clays and gypsum; 2. Sandy and clay debris matrix; 3. Breccias. E. Debris flow facies of various lithologies: 1. Marlstone Clast of Early Cretaceous age; 2. Marly facies from end of Cretaceous-Paleogene age, gypsum matrix.

La organización de la UO queda claramente reflejada en la cartografía geológica de las hojas 1:50 000 del MAGNA y en el Mapa Geológico Continuo Digital de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir (GEO-DE, Roldán *et al.*, 2012a).

**Posición estratigráfica, edad y geometría**

Dado el carácter ampliamente alóctono de la UO no es frecuente observar nítidamente su contacto estratigráfico basal. Cuando se observa lo hace en diversas situaciones, que describimos desde las zonas más

orientales a las más occidentales. En la parte oriental de la cordillera (Prebético meridional) la UO se sitúa discordante sobre sedimentos de edades entre el Cretácico y el Burdigaliense inferior o bien incluida en sedimentos margosos pelágicos de edad Serravalliense-Tortonense inferior, o bajo ellos (Martínez del Olmo *et al.*, 1985). Entre Altea (Alicante) y Huéscar (Granada) la UO se sitúa tectónicamente sobre sedimentos de edad Cenomaniense, Serravalliense o Tortonense inferior, intercalada entre margas de edad Burdigaliense o bien bajo margas del Serravalliense-Tortonense basal (García-Cortés *et al.*, 1991).

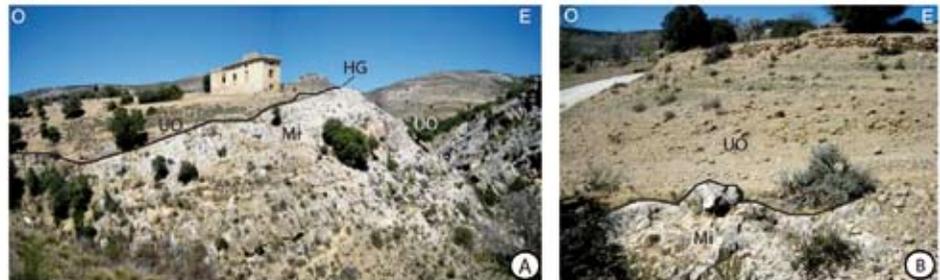
En el Prebético del sector oriental, en Nerpio (Albacete), sobre calizas o calcarenitas de edad Burdigaliense (Figs. 4A y B).

En Alcalá la Real (Rodríguez-Fernández, 1982) sobre calcarenitas y margas de edad Burdigaliense superior-Langhiense inferior. Al sureste de Jaén (Roldán, 1995) igualmente sobre margas blancas y calcarenitas de edad Burdigaliense superior-Langhiense inferior. Al S y SO de Antequera (Málaga) se sitúa sobre las Unidades del Surco de los Flyschs.

En el sondeo profundo de Bornos Bética 14-1 (Fig. 2), se cortan más de mil quinientos metros de UO intercalada en sedimentos margosos de edad Mio-

ceno. Estos sedimentos a su vez están discordantes sobre otros de edad Jurásico, asignados al Prebético y Cretácico de las Unidades Intermedias o al Subbético Externo. En el sondeo Bética 18-1 (Fig. 2), próximo al anterior, la UO yace sobre el Jurásico de la Cobertera Tabular (Martínez del Olmo, 2003; Flinch, 2003).

De la UO se han tomado a lo largo de más de una decena de años (durante la realización de las hojas del MAGNA y el GEODE y en el marco de los proyectos CGL 2011-29920, CGL2008-03249/BTE, CGL2004-03333/BTE) más de 1000 muestras para su estudio micropaleontológico. Estas muestras proceden de la



**Figura 4.** Diversas panorámicas de la relación geométrica entre las unidades sinorogénicas. A. Discordancia basal de la UO. OU. Unidad Olistostrómica; HG. Suelo endurecido con costras ferruginosas; Mi. Calcarenitas de edad Burdigaliense inferior. B. Detalle del contacto anterior. C. Discordancia al techo de la UO con la Unidad de Castro del Río. UO. Unidad Olistostrómica; UCR. Unidad Castro del Río. D. Vista de detalle del contacto entre las Unidades sinorogénicas. UO. Unidad Olistostrómica; UCR-1. Unidad de Castro del Río en facies de calcarenitas; UCR-2. Unidad de Castro del Río en facies de margas.

**Figure 4.** Different views of the geometric relationship between synorogenic units. A. Unconformity at bottom of the Olistostromic Unit. OU. Olistostromic Unit; HG. hard ground with ferruginous crusts; Mi. Early Burdigalian calcarenites. B. Detail of previous unconformity. C. Unconformity between the OU and the Castro del Río Unit. OU. Olistostromic Unit; UCR. Castro del Río Unit. D. Detailed view of the unconformity between the Synorogenic Units. OU. Olistostromic Unit; UCR-1 Calcarenitic facies of Castro del Río Unit; UCR-2 Marly facies of Castro del Río Unit.



matriz de las debritas y de los niveles lutíticos intercalados. El área de muestreo abarca gran parte la Zona Externa de la cordillera y Depresión del Guadalquivir, excluyendo el Prebético Interno. En la mayoría de los casos han suministrado faunas resedimentadas de edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior. La fauna más moderna que han suministrado ha sido:

*Globorotalia mayeri* Cushman y Elisor; *Globorotalia continua* Blow, *Globorotalia acrostoma* Wezel; *Globigerinoides trilobus* (Reuss); *Globorotalia obesa* Bolli; *Globorotalia continua* (Blow); *Globigerina prebulloides* Blow; *Globigerina pseudobulloides* Blow; *Orbulina universa* (D'Orbigny); *Catapsidrax dissimilis* (Cushman y Bermudez); *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Colins); *Globorotalia saculifer* (Brady); *Globigerina venezuelana* Hedberg; *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny); *Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady). Esta asociación señala una edad comprendida entre el Langhiense superior y el Serravalliense inferior, edad que ha sido corroborada en los sedimentos de la UO en el sector oriental de la Cordillera Bética, entre el norte de la provincia de Granada (Huéscar y La Puebla de Don Fadrique) y Alicante (Altea), (García-Cortés *et al.*, 1991; Pérez-Valera *et al.*, 2003; Roldán, 1995; Roldán y García Cortés, 1988; Roldán *et al.*, 1992, 2009). Más información complementaria puede ser consultada en <http://www.igme.es/internet/cartografia/cartografia/magna50.asp>.

En todos los casos la UO se caracteriza por presentar reflectores poco continuos y distorsionados (reflexiones caóticas), en los que se alternan reflectores de alta y baja amplitud, que contrastan con los de mayor amplitud y continuidad de los sedimentos que se superponen o subyacen a ésta. El contacto basal de la UO por lo general es una falla de bajo ángulo que se muestra como una franja de escasa reflectividad, consecuencia de la intensa deformación producida en los sedimentos a los que se superpone. En muchos puntos el carácter caótico de las reflexiones no permite determinar con precisión la naturaleza del contacto. A partir del punto más avanzado del cuerpo olistostromico (*tip*), los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir dibujan un claro solapamiento (*on-lap*) sobre la masa alóctona. El contacto superior suele mostrar los sedimentos de edad Serravalliense-Tortonense inferior (Unidad de Castro del Río) deformados como consecuencia del transporte sufrido sobre el olistostroma y solapados discordantemente por sedimentos progresivamente más jóvenes hacia el O. Así la edad de los sedimentos discordantes sobre la UO es Tortoniense superior entre los meridianos de Mengíbar y Córdoba; Messiniense entre los meridianos de Córdo-

ba y Fuentes de Andalucía, Messiniense superior-Plioceno entre los meridianos de Fuentes de Andalucía y Montellano y Plioceno desde Montellano a Sanlúcar de Barrameda.

## La unidad de Castro del Río

### Composición y facies

Cartográficamente se extiende en afloramientos más o menos continuos desde la Sierra de Cazorla hasta las inmediaciones de Écija. Son también muy numerosos los afloramientos menores diseminados por todo el Dominio Subbético (Fig. 2). En la Unidad de Castro del Río (Roldán, 1995) se han diferenciado tres tipos de facies:

Facies de arenas y areniscas silíceas suelen ser masivos en la base pasando hacia techo a intercalaciones de areniscas de entre 0,5 y 3 m de espesor y margas blancas de espesores decimétricos. Algunas intercalaciones de areniscas, de espesor centimétrico, son de composición bioclástica. La base de los estratos suele ser plana, la granulometría dominante es de arena fina-media, aunque en ocasiones el tamaño de grano llega a ser de grava media. Las estructuras de ordenamiento interno más abundantes son, laminación paralela y *ripples* de corriente y en menor proporción granoselección normal; en pocas ocasiones se ha observado la base de los estratos canalizada y con granulometrías de tamaño grava. Estas facies se interpretan como turbitas de facies en posición media-distal de abanicos submarinos no identificados. En áreas próximas al contacto con la Unidad Olistostromica subyacente se observa un gran desarrollo de brechas intraformacionales, *slump* y otras estructuras generadas por inestabilidad, lo que sugiere un fondo de cuenca inestable y móvil contemporáneo del depósito de esta unidad (Roldán, 1995).

Facies de margas blancas se intercalan entre las areniscas y arenas silíceas, suelen ser de color crema, verdes y rojas hacia la base, que denotan una clara contaminación de la UO subyacente. A medida que se asciende en la secuencia dominan las tonalidades de color crema y blancas. También, las facies de margas blancas pueden, en algunos sectores, reposar directamente sobre la UO, en estos casos se presentan con estratificación masiva y brechas intraformacionales con evidencias de deformación sinsedimentaria. En líneas generales la secuencia deposicional de la parte basal de la Unidad de Castro del Río es estrato y grano-decreciente. Estas margas blancas con intercalaciones de areniscas del techo de la secuencia, aún contienen esporádicos niveles de areniscas cuarzo-

sas, algunos de ellos de marcado carácter turbidítico. Esto se interpreta como los últimos períodos de actividad de los sistemas turbidíticos, que dieron lugar a las facies de arenas y areniscas silíceas. Resulta frecuente la presencia de fauna resedimentada, de edades Cretácico-Paleógeno. A techo de la secuencia, en posiciones distales aparecen intercalaciones de diatomitas y otras floras y faunas silíceas, así como niveles de sílex de espesor centimétrico.

Facies calcareníticas generalmente rodeando los relieves más prominentes de materiales mesozoicos y terciarios del Subbético y Prebético (tectonosomas). Están compuestas por calciruditas y calcarenitas bioclásticas (*rudstone-grainstone*) de fragmentos de briozoos, algas rojas, lamelibranquios, gasterópodos y foraminíferos bentónicos y planctónicos, en este orden de abundancia. Los elementos siliciclásticos no superan el 30 por ciento. El cemento es esparítico y la porosidad móldica e intergranular.

Las facies calcareníticas presentan deformaciones sinsedimentarias, tales como discordancias progresivas, *slumping*, areniscas almohadilladas (*sand-pillows*) y en algunos afloramientos, un penetrativo diaclasado claramente sinsedimentario. Estas estructuras caracterizan taludes cortos con rápidos cambios a facies de margas blancas, que ocupaban las áreas más profundas generalmente orientadas NO-SE o bien NE-SO. Todo este cortejo de rasgos define el carácter móvil del basamento de estas cuencas asentadas sobre los bloques de techo de las fallas extensionales que las transportaron.

Son especialmente ilustrativos los ejemplos de la Hoja MAGNA de Alcaudete (García-Cortés y Trío-Maseda, 1992). Estos sedimentos fueron interpretados por Roldán y Rodríguez-Fernández (1991) como depositados en cuencas de tipo *piggy-back* desarrolladas sobre la UO y los tectonosomas mientras se desplazaban al O-NO y O-SO.

### **Posición estratigráfica, edad y geometría**

EL contacto inferior esta definido por una clara discordancia sobre la UO que dispone discordantemente sedimentos margosos (Figs. 4, A y B), y más frecuentemente calcareníticos (Figs. 4, C y D). El contacto superior siempre es una discordancia que le superpone una formación terciaria mas joven, de edad entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Los contactos mecánicos también la colocan sobre o bajo la UO o cualquier tectonosoma.

La fauna de nanoplacton calcáreo suministrada por las facies margosas de esta unidad consiste en: *Calcidiscus leptoporus* (Murray y Blackman, 1898)

Loeblich y Tappan, 1978); *Calcidiscus macintyre* (Bukry y Bramlette, 1969) Loeblich y Tappan, 1978; *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1987) Sciller, 1930; *Coccolithus miopelagicus* Bukry 1971; *Cyclicargolithus abisectus* (Müller, 1970) Wise, 1973; *Cyclicargolithus floridanus* (Roth y Hay in Hay et al., 1967) Bukry, 1971a); *Discoaster bollii* Martini y Bramlette, 1963; *Discoaster calcaris* Gartner, 1967; *Discoaster challenger* Bramlette y Riedel, 1954; *D. cf Discoaster challenger* Bramlette y Riedel, 1954; *Discoaster exilis* Martini y Bramlette, 1963 emend. Martín-Pérez, 1997; *Discoaster intercalaris* Bukry, 1971a; *Discoaster kugleri* Martini y Bramlette, 1963; *Discoaster pansus* (Bukry y Percival, 1971) Bukry, 1973a; *Discoaster pseudovariabilis* Martini y Worsley, 1971; *Discoaster bollii* Martini y Bramlette, 1963; *Discoaster cf. D. brouweri* (Tan Sin Hok, 1927) Bramlette y Riedel, 1954; *Discoaster variabilis* Martini y Bramlette, 1963; *Geminilithella jafari* (Müller, 1974b) Backman, 1980; *Geminilithella rotula* (Kamptner, 1955) Backman, 1980; *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1987) Kamptner, 1954; *Holodiscolithus macroporus* (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Roth, 1970; *Lithostromation perdurum* Deflandre, 1942; *Pontosphaera japonica* (Takayama, 1967) Burns, 1973; *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948) Burns, 1973; *Pyrocyclus inversus* Hay y Towe, 1962; *Reticulofenestra gartneri* (Roth y Hay, in Hay et al., 1967; *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer, 1972) Backman, 1978; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969; *Rhabdosphaera procera* Martini, 1969.

Esta asociación permite datar estos depósitos como correspondientes al Serravalliense superior-Tortonienense inferior, más concretamente la Zona NBN-9 de la zonación de Martín-Pérez, (1997). Todas las muestras contenían además abundantes diatomeas, espículas de esponjas junto a nanofósiles resedimentados de edad Cretácico y Paleógeno.

Los sedimentos de la Unidad de Castro del Río, son discontinuos y a veces depositados en pequeñas cuencas diseminadas sobre el Dominio Subbético, como las de Maíz (Hermes, 1977) o la de Moreda (Comas, 1978). Son de la misma edad y facies que la Unidad de Castro del Río y presentan abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria e idénticos signos de movilidad en sus basamentos. Estas semejanzas entre unas y otras, subrayan el carácter móvil de estas pequeñas cuencas que estuvieron asentadas sobre los bloques de techo de las fallas extensionales que las transportaron.

En resumen, la Unidad de Castro del Río discordante sobre la UO, y los tectonosomas, representa la cuña sedimentaria sobre el conjunto alóctono, a partir del Serravalliense superior (13-8,5 Ma).

### Los tectonosomas y su relación con las Unidades Olistostrómicas y Castro del Río

Los tectonosomas son cuerpos rocosos mayores, incluso plurikilométricos, constituidos de series mesozoicas y paleógenas de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Fig. 5). Son elementos de origen ajeno a la cuenca de antepaís que proceden del primitivo prisma de acreción bético, hoy desaparecido. Los olistolitos y brechas polimícticas o debritas presentes en la UO proceden, al menos en gran parte, de la fragmentación secundaria de aquellos y pueden tener su origen dentro de la propia cuenca (endolistolitos y endolistostromas).

Los tectonosomas son unidades deformadas con disrupción de estratos y bloques diversos, pero que

conservan su identidad estratigráfica, litológica y cronológica por lo que deben ser diferenciados y no ser considerados como mezclas (Pini, 1999). Pueden ser de una sola formación geológica, con una edad bien definida, o pueden contener una o varias sucesiones estratigráficas parciales, de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno medio (Fig. 5 A, B, C y D). Presentan deformación interna, fallas y pliegues, sin continuidad fuera de los mismos, es decir tienen una deformación heredada de su estructuración primitiva adquirida durante la estructuración del prisma. En zonas con composición menos definida muestran estratos de litologías variadas como dolomías, calizas, margocalizas, margas y areniscas, rocas subvolcánicas muy deformadas.



**Figura 5.** A. Sección de la UO en la que se puede ver incluido un tectonosoma formado por sedimentos de edad: 1. Jurásico; 2. Triásico; 3. Cretácico superior –Paleógeno. B. Panorámica de algunos tectonosomas de edad Jurásico (1), “flotando” sobre la UO, en este ejemplo formada principalmente por sedimentos margosos de edad Cretácico (2). C. Aspecto de la UO con intercalación de facies de distintas edades: 1. Sedimentos de edad Triásico; 2. Sedimentos de edad Cretácico inferior; 3. Sedimentos de edad Cretácico superior-Paleógeno. D. Facies de brechas con niveles de margocalizas de edad Cretácico superior y estructura SC que señala el sentido del estiramiento.

**Figure 5.** A. OU section showing an intercalated tectonosoma made of sediments aged as: 1. Jurassic; 2. Triassic; 3. Late Cretaceous-Paleogene. B. Overview of some tectonosomas of Jurassic age (1), floating on the OU, in this example mainly formed by marly Cretaceous sediments (2). C. Aspect of the OU with intercalated sediments of different ages: 1. Triassic; 2. Early Cretaceous; 3. Late Cretaceous-Paleogene. D. Brecciated facies and marly levels (Late Cretaceous in age) with S-C structures indicating the stretch direction.

Los tectonosomas suelen estar limitados y cortados por fracturas resultado de la deformación extensional de carácter dúctil-frágil que ha afectado a todo el conjunto (Roldán *et al.*, 2012b; Azañón *et al.*, 2012) y que más adelante se describe. Hacia la periferia los tectonosomas muestran un aumento de la deformación, sus fábricas y estructuras internas pueden estar fragmentadas en losas o bloques muy estirados y reorientados paralelamente a una fábrica planar (Fig. 5 A, C y D) con abundantes estrías en su base, es decir están estructuralmente ordenados (Pini, 1999).

Junto a esta deformación de carácter extensional es frecuente observar un basculamiento de la estratificación en el sentido contrario al del transporte tectónico (Fig. 6 B).

Los tectonosomas se encuentran concentrados preferentemente en las posiciones más meridionales, próximos a las Zona Interna, por ello fueron denominados por Busnardo (1964) y Baena (1973) "*Complejo Subbético Frontal*" y se presentan más dispersos hacia zonas alejadas de este contacto. Esta gradación también es visible en dirección O y NO (Fig. 2).

Los tectonosomas, que pueden llegar a tener decenas de kilómetros cúbicos, junto con la UO constituyen una gigantesca brecha que la hace el conjunto tectonoestratigráfico cartográficamente más representado de la cordillera (Figs. 2 y 3).

Al conjunto formado por la UO, los tectonosomas, más los sedimentos contemporáneos de estructuración extensional (Unidad de Castro del Río) se le denomina genéricamente en adelante Complejo Extensional Subbético (CES).

El análisis del mapa geológico del Dominio Subbético (Roldán *et al.*, 2012a) pone de manifiesto una falta de continuidad lateral en las estructuras de carácter compresivo (pliegues y cabalgamientos) que sugiere una falta de cilindricidad de las mismas. Son numerosos los afloramientos jurásicos y cretácicos (sierras) en los que no existe una correlación estratigráfica ni estructural con los sedimentos circundantes. Por tanto, estas sierras parecen aisladas y flotando sobre formaciones margosas de edad cretácica, otras pelítico-evaporíticas de edad triásica o bien sobre la UO (Fig. 6). Aunque este último caso es el más frecuente, las características de las formaciones que limitan a muro estos "klippes" de afloramientos jurásicos y cretácicos, con contactos basales prácticamente planos, hace inferir que la reología es el principal condicionante de esta geometría.

Aunque la deformación de carácter extensional es penetrativa a todas las escalas, de milimétrica a métrica, son estos niveles, situados en la base de los despegues y reológicamente más incompetentes, los que

permiten observar más claramente la cinemática y las características de la fábrica.

Las fábricas son fundamentalmente de carácter cataclástico aunque cuando predomina el componente yesífero en las pelitas, pueden llegar a ser milonitas de baja temperatura (Malavieille y Ritz, 1989).

Esta deformación desarrolla una fábrica plano-lineal bien definida y abundantes bandas de cataclásitas de baja temperatura foliadas que reflejan el carácter dúctil-frágil de esta estructura (Chester *et al.*, 1985; Pérez-Valera *et al.*, 2006). En estas rocas de falla se reconocen formas amigdaloides delimitadas por "slickensides" estriadas que corresponden a estructuras S-C frágiles, desarrolladas a partir de la intersección de planos Riedel tipo Y, R1, y P indicando un sentido preferente de transporte del bloque de techo hacia N240-260°E y N300-320°E.

En los macizos carbonáticos más competentes de calizas jurásicas y de margocalizas cretácicas (tectonosomas), se puede reconocer una deformación frágil con dos juegos de fallas de alto ángulo y diaclasas de extensión con rumbo NO-SE y NE-SO reflejo de una deformación frágil compatible con la descrita anteriormente. Estos sistemas de fracturas son ubicuos y condicionan la geometría romboidal de los afloramientos, que es uno de los rasgos cartográficos más característicos del Subbético (Fig. 6 A). En definitiva, la distribución de afloramientos carbonáticos de las sierras reproduce la misma geometría amigdaloides que puede observarse en la micro-meso y macroescala, en la cual los "cuellos" (áreas topográficamente más deprimidas) entre los tectonosomas poseen direcciones paralelas a las diaclasas de extensión que los delimitan, y en ellos aflora la UO fuertemente tectonizada.

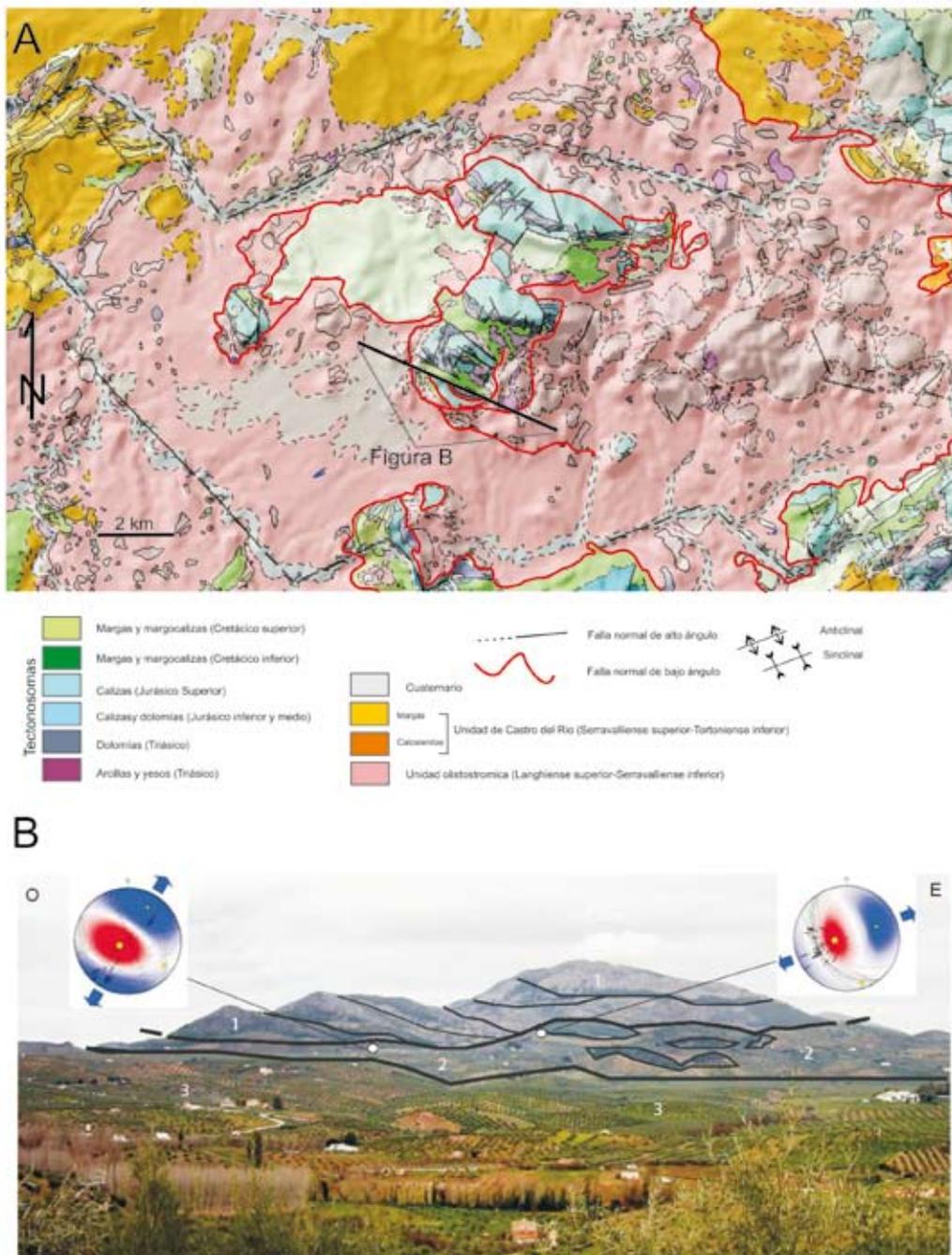
Esta deformación, que corta todas las estructuras compresivas previas, es compatible con la observada en los niveles más incompetentes que refleja un estiramiento en un rango ONO-OSO.

Al E y SE de la localidad de Cabra se ha descrito esta fase extensional (Azañón *et al.*, 2012; Roldán *et al.*, 2012b) si bien está presente en todo el ámbito del Dominio Subbético.

Los contactos tectónicos de carácter extensional que limitan los tectonosomas hacen posibles todas las relaciones de superposición posibles entre estos, la UO y la Unidad de Castro del Río.

El espesor de la pila constituida por varios tectonosomas y olistostromas superpuestos puede variar entre 300 y más de 1000 m.

Esta deformación extensional hace que el CES tenga abundantes despegues internos anastomosados. El resultado son frecuentes morfologías cuneiformes en su frente y depresiones irregulares rellenas de se-



**Figura 6.** A. Modelo digital del terreno con mapa geológico superpuesto del CES en la zona de Alcaudete. En el centro el tectonosoma de la Sierra del Ahillo rodeado por la UO con olistolitos en ella incluidos. En la periferia del mapa, otros tectonosomas parcialmente visibles y la Unidad de Castro del Río. Se indica la situación de la Fig. B. B. Vista panorámica del tectonosoma de la Sierra del Ahillo formado por varias unidades mesozoicas. En la base la Unidad Olistostromática. 1. Sedimentos jurásicos y cretácicos amalgamados y apilados por extensión al O y buzando todos ellos en sentido contrario al transporte; 2. UO con grandes olistolitos incluidos; 3. UO nutrida de sedimentos fundamentalmente de edad Triásico. Estereoplots de dos estaciones con indicación del sentido de la extensión.

**Figure 6.** A. Digital model of terrain with superimposed Geological map of the ESC at Alcaudete area. In the centre of the map, the Sierra del Ahillo tectonosome surrounded by OU, with included olistolites. At the outer edge, other tectonosomas partially visible and the Castro-del-Río Unit. Location of Fig.6B is indicated. B. Panoramic view of Sierra del Ahillo tectonosome consisting of several Mesozoic units. At the base, the Olistostromic Unit 1. Jurassic and Cretaceous sediments amalgamated and stacked as a consequence of westward extension, and dipping contrary to the transport; 2. Olistolites included into OU; 3. OU mainly nourished by Triassic sediments. Stereoplots in two sites, marking the extension direction.

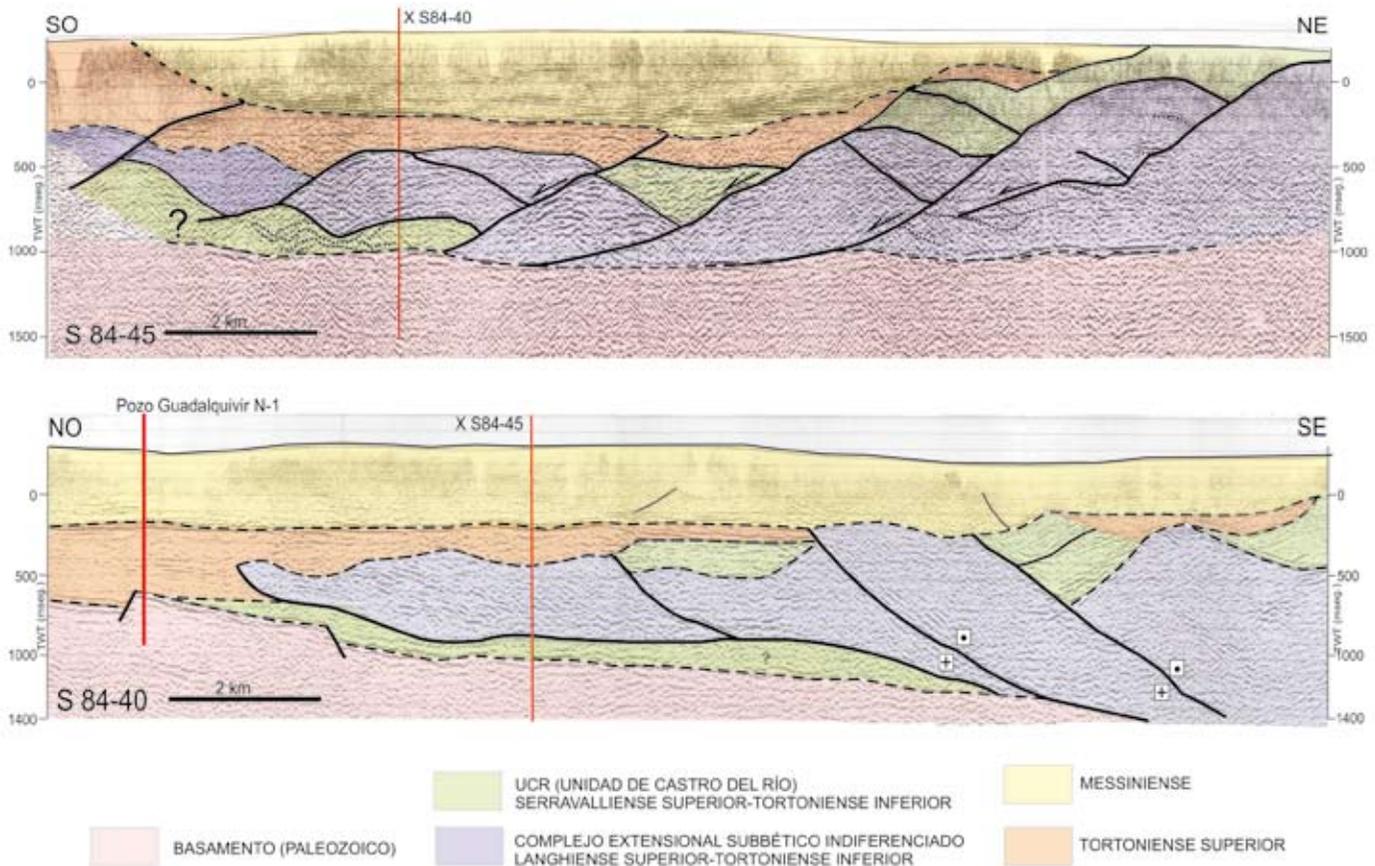
dimentos de la Unidad de Castro del Río, en las partes más retrasadas, muy claras de observar en los perfiles sísmicos (Fig. 7 A).

La extensión del CES tuvo que verse favorecida por el papel de un buen número de fallas transcurrentes dextrorsas, de dirección entre E-O y NO-SE, como las de Crevillente, Socovos, Tíscar o el contacto con la Zona Interna, en su parte oriental. Estas fallas permitieron la partición de la deformación y la simultaneidad de dominios con contracción (Arco de Cazorra) y otros con denudación extensional (Dominio Subbético).

## Discusión

### La estructura del Dominio Subbético

Como se ha indicado en el Marco Geológico Regional la estructura del Dominio Subbético se configura con pliegues de poca longitud y continuidad lateral (5 y 15 km) en general de dirección NE-SO y abundantes pliegues con direcciones oblicuas o perpendiculares. La tectónica del Dominio Subbético se ha interpretado bajo el paradigma de los cabalgamientos, por compa-



**Figura 7.** Perfiles sísmicos ortogonales al SO de Córdoba en los que se observa el CES y su relación con el basamento, los sedimentos que sellan el conjunto alóctono, así como el estilo tectónico general. La situación de los perfiles está indicada en la Fig. 2.

**Figure 7.** Orthogonal seismic profiles located to SW of Córdoba. The Castro del Río Unit (CRU) is located above and below the Oloistostromic Unit (OU); the relation with the basement and younger sediments sealing the allochthonous body, is also shown. For profile location see Fig. 2.

ración con la cadena de los Alpes (Kilian, 1889; Brower, 1926). El carácter claramente alóctono del Subbético ya fue propuesto desde los primeros investigadores (Brower, 1926; Blumenthal, 1927; Staub, 1926, 1934). Sin embargo se ha encontrado siempre con la dificultad de situar su origen y basamento de referencia. Fue Fallot (1948) quien propuso un origen citrabético, idea unánimemente aceptada desde entonces.

Tradicionalmente se ha interpretado que el Subbético cabalga al Prebético y que este mismo patrón rige las relaciones entre las distintas partes del Subbético (Externo, Medio e Interno).

En general se acepta que la estructura del Dominio Subbético responde a una cobertera despegada a nivel de los sedimentos triásicos, estructurada con una secuencia de pliegues y cabalgamientos (*fold-and-thrust system*) con vergencia generalizada al NO. Este sistema de pliegues y cabalgamientos, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento y con una secuencia tipo *piggy-back*, fechada en el límite Aquitaniense-Burdigaliense en la parte central y Burdigaliense superior en la parte occidental.

La desarmonía del plegamiento y la falta de estructuras cilíndricas ha sido atribuida a las propiedades y comportamiento mecánico de los sedimentos triásicos (Crespo-Blanc y González-Sánchez, 2005; Crespo-Blanc y Frizon de Lamotte, 2006; Crespo-Blanc, 2007, 2008).

Dudas sobre este esquema ya fueron expresadas por Durand Delga (1966), Seyfried (1978), de De Smet (1984), Hermes (1985), Blankenship (1992), entre otros. En este sentido Hermes (1985) señaló que hay evidencias de que el Subbético ha sufrido una importante traslación tectónica paralela a sus directrices generales, como lo demuestran las transposiciones dextorsas entre Prebético, Subbético Externo, Medio e Interno (Fig. 2).

**Datos que contradicen el esquema generalmente aceptado**

Sin embargo de la observación de cualquier mapa de la Zona Externa de la Cordillera Bética llama la aten-

ción la profusión de afloramientos de "sedimentos triásicos" con sus diferentes acepciones: "Unidades u Olistostroma del Guadalquivir"; "Unidad Olistostrómica"; o "sedimentos de edad triásica", sobre todo en el Dominio Subbético. Estos sedimentos, aquí denominados UO, envuelven o están intercalados en otros más antiguos (tectonosomas) con los que no tienen relación estratigráfica y sí tectónica. Consecuencia de esto es el aspecto de puzzle, más patente cuanto más hacia el O y NO (Fig. 2). La falta de continuidad y cilindricidad en las estructuras de plegamiento (pliegues cortos y de inconsistente orientación), la escasa envergadura de los cabalgamientos, la doble vergencia de estos en el límite meridional y septentrional del Subbético, más las evidencias de extensión desordenada al O-SO, son también argumentos que inducen a poner en duda la idea que, en su ubicación actual, la estructura del Dominio Subbético responda a un sistema de pliegues y cabalgamiento como el actualmente aceptado.

Los procesos extensionales en el Subbético meridional con dirección del bloque de techo al SO y NO y su simultaneidad con el despegue extensional entre los Complejos Nevado Filabres y Alpujarride han sido descritos por Galindo-Zaldívar *et al.* (2000).

La tipología de la extensión observada y su cronología, puesta de manifiesto por la relación entre tectonosomas, UO y Unidad de Castro del Río abundan en la duda planteada.

### **Propuesta de un modelo alternativo para la estructura actual del Dominio Subbético**

Para intentar reconstruir en la Cordillera Bética el primitivo sistema prisma acrecional-antefosa (*foredeep*), resultado de la colisión intraburdigaliense del Bloque Cortical de Alborán con el Paleomargen Suribérico, es necesario hacer algunas consideraciones sobre cada una de sus partes.

#### **Prisma acrecional**

La presencia de grandes masas alóctonas en las partes convexas de los arcos orogénicos que rodean el Mediterráneo occidental (Sicilia, Apeninos norte, Gibraltar, etc.), ha sido descrita por Beck (1972), Mulder (1973), Torelli *et al.*, (1997), además de otros autores citados en la introducción. En la cara externa del Arco de Gibraltar, ha sido posible diferenciar los depósitos procedentes de procesos gravitacionales de aquellos producidos por procesos tectónicos inherentes a la construcción del prisma acrecional (Torelli *et al.* 1997, Maestro *et al.*, 2003; Gracia *et al.*, 2003; Camurri *et al.*, 2005; Gutscher *et al.*, 2009).

En los ejemplos antes mencionados se pueden encontrar analogías en los procesos que afectan a los prismas acrecionales, y que pueden ayudar a comprender los acaecidos en el colapso gravitacional del primitivo prisma acrecional bético, hasta llegar a la situación actual del Dominio Subbético.

El segmento desmantelado del primitivo prisma, construido entre el Burdigaliese superior y el Langhiense inferior (18-15 Ma), estaría formado fundamentalmente por unidades del Dominio Subbético más algunas del Prebético meridional, tradicionalmente denominadas Prebético de Jaén, y sus correlativas facies de talud denominadas Unidades Intermedias.

Los fragmentos de este prisma primitivo, constituyen los tectonosomas. La deformación, sobre todo de plegamiento y cabalgamientos, presente en estos bloques mesozoicos y terciarios se puede atribuir a las primeras etapas de deformación ligadas a la colisión intracontinental del Dominio de Alborán con el Margen Suribérico y que culminaría en la construcción del prisma acrecional bético. Por tanto, los bloques (tectonosomas) entre las facies olistostrómicas previamente descritos, procederían del frente de este prisma acrecional y ya tendrían la impronta del sistema de pliegues y cabalgamientos del primitivo Arco Bético.

La UO es una mezcla de cuerpos rocosos, arcillosos y yesíferos, procedentes también del primitivo prisma acrecional, formada entre el Langhiense superior y el Serravaliense inferior (15-13 Ma).

El conjunto fue posteriormente desmantelado gravitacionalmente y emplazado hacia el O-SO principalmente entre el Serravaliense superior y el Tortoniense inferior (13-8,5 Ma) y continuó de manera más ralentizada entre el Mioceno superior-Cuaternario. El resultado es una enorme masa de brechas y tectonosomas nutrida fundamentalmente desde el segmento del prisma desmantelado y vertidas en la cuenca adyacente, en la que se depositaban las facies pelágicas de margas blancas de la Unidad de Castro del Río.

Al conjunto formado por la UO, los tectonosomas en ella incluidos más la Unidad de Castro del Río discordante indistintamente sobre ambos, todo ello extendido al O-SO desde hace 13 Ma, constituye lo que denominamos Complejo Extensional Subbético (CES).

Un cálculo simple muestra que el CES pudo tener un volumen mínimo de unos 13000 km<sup>3</sup>, lo que siendo importante, resulta de dimensiones modestas comparado con los 85000 km<sup>3</sup> del Apenino o como el Complejo olistostrómico del Horse-Shoe (Torelli *et al.*, 1997) antes mencionado, otros ejemplos como los de Storega en Noruega (Bugge *et al.*, 1988) y Hawaii

(Moore *et al.*, 1989) con más de 6 y 5 x10<sup>3</sup> km<sup>3</sup> respectivamente son también importantes.

**Antefosa (foredeep) adyacente al primitivo prisma acrecional**

Las secciones del Pantano de Lorca y Bernaveles (Martín-Martín, 1996; Geel y Roep, 1998, 1999), próximas al contacto con la Zona Interna (Fig. 2), contienen facies de margas pelágicas desde el Burdigaliense superior al Serravaliense inferior (igual edad que la UO) sin olistostromas ni tectonosomas. Estos afloramientos podrían ser testigos de la primitiva cuenca de foredeep adyacente al prisma acrecional, hoy desaparecido.

La gran cantidad de fragmentos del prisma acrecional deslizados en la cuenca adyacente, sucesora de la primitiva cuenca de antepaís, pudo modificar su tamaño y morfología, llegando prácticamente a colmatarla, lo que constituye una de las principales características de los Complejos de Vertidos en Masa (Lucente y Pini, 2008).

En su extensión al O, el CES tuvo como límite meridional el Dominio de Alborán, límite meridional de las brechas de la UO, y como límite septentrional el antepaís ibérico. Entre éste y el CES se sitúa la Cuenca del Guadalquivir, que se rellenó de sedimentos a partir del Tortoniano superior.

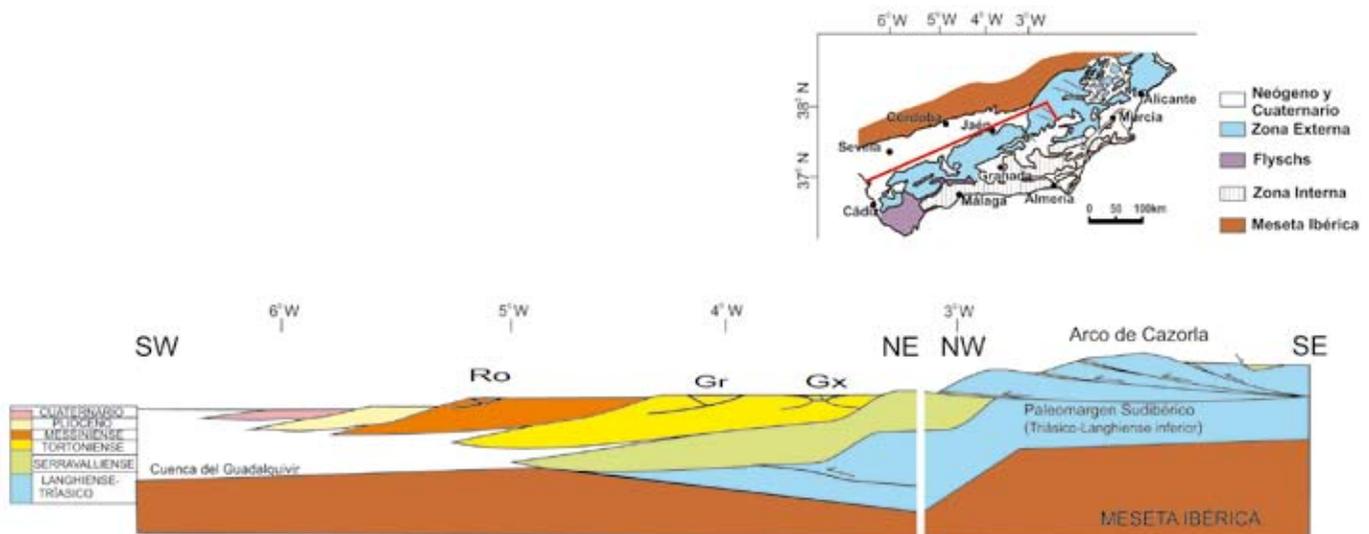
Cuando se observan en las líneas sísmicas las terminaciones del CES, generalmente representado por

la UO y tradicionalmente interpretados como cabalgamientos hacia el NE (Fig. 7 A), llama la atención la escasa envergadura que presentan en la dirección del teórico vector de máximo acortamiento. Sin embargo hacia el O-SO los perfiles muestran una extensión bien desarrollada (Fig. 7 B). Esta geometría del frente del CES, puede ser interpretada como el resultado de la irrupción en la cuenca de las sucesivas rampas laterales de fallas que en su desplazamiento al O la alcanzaron.

La relación del CES con los sedimentos de la Cuenca del Guadalquivir muestra que cuanto más al O, más jóvenes son los sedimentos que lo albergan, lo que permite conocer la cronología de su desplazamiento (Fig. 8).

Más al S, en pleno Subbético, los sedimentos de las cuencas intramontañosas que sellan el CES, a partir de 8.5 Ma, también son más jóvenes hacia occidente. En el meridiano de Jaén el CES está sellado por sedimentos del Tortoniano superior. Los de edad Messiniense lo hacen a partir del meridiano de Ronda, los de edad Messiniense-Plioceno a partir del meridiano de Arcos y más hacia el O, lo hacen los de edad Plioceno superior. Por tanto el CES fue transportado extensionalmente hacia el O-SO desde 13 Ma.

De lo analizado hasta aquí se puede plantear que la cuenca del Guadalquivir no constituye realmente una cuenca de foredeep, sino una cuenca marginal entre el CES y el antepaís.



**Figura 8.** Reconstrucción esquemática (sin escala) de dos transversales ortogonales en la que se relacionan los diversos episodios de extensión que afectan al Complejo Extensional Subbético (CES) con los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir que marcan el carácter diacrónico del proceso. Más detalles en el texto. Ro. Cuenca de Ronda; Gr. Cuenca de Granada; Gx. Cuenca de Guadix.

**Figure 8.** Sketch (without scale) of two orthogonal sections showing the extensional episodes affecting the Extensional Subbetic Complex (SEC) and their relation with sediments of the Guadalquivir basin. The ages of these sediments mark the diachronic character of the process. See text for more detail. Ro. Ronda Basin; Gr. Granada Basin; Gx. Guadix Basin.

## Corolario

Un simple cálculo muestra que el CES estuvo sometido a extensión a partir del Mioceno Superior, con tasas de desplazamiento superiores a 25 km/Ma. Estas importantes tasas de desplazamiento son compatibles con las propuestas para la denudación extensional de las Zona Interna Bética (Booth-Rea, *et al.*, 2007). Dada la edad final de estructuración del Arco de Cazorla, posterior al Tortoniense inferior (< 11.6 Ma), hay que pensar que durante el Serravaliense superior-Tortoniense inferior el prisma se estructuraba contra la rampa del antepaís (Meseta Ibérica) y que contemporáneamente el CES, se transportaba de modo extensional al O-SO. Hay por tanto que admitir la contemporaneidad del final de la estructuración del Arco de Cazorla y el desmantelamiento gravitacional del prisma en su segmento más meridional y considerar el Arco de Cazorla heredero de aquel primitivo Arco Bético.

El despegue extensional de Filabres hacia el O-SO (Serravaliense superior-Tortoniense inferior), que adelgazó el edificio bético y exhumó el Complejo Nevado-Filábride (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Monié *et al.*, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Platt y Whitehouse, 1999; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2007), fue en parte contemporáneo del CES.

Todos estos procesos descritos, con colapso gravitacional de fondo y denudación extensional como expresión, son resultado del contexto geodinámico de la Cordillera Bética durante la mayor parte del Mioceno medio-superior.

Considerando los recientes avances en el conocimiento a escala litosférica de la cadena Bético-Rifeña, este contexto de inestabilidad gravitacional y extensión tuvo que estar condicionado por el hundimiento de la losa desprendida de la subducción al E-SE de un fragmento de litosfera oceánica (Morley, 1993; Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Calvert *et al.*, 2000; Gutscher *et al.*, 2002, 2009; Spakman y Wortel, 2004; Duggen *et al.*, 2003, 2005; Booth-Rea *et al.*, 2007); seguido de delaminación en la base de la corteza continental, que señalan la naturaleza y el quimismo del vulcanismo intraplaca desarrollado sobre todo a partir de 8-6 Ma. (Duggen *et al.*, 2005). Este proceso de delaminación y la consiguiente intrusión de material fundido debió suponer un importante cambio de densidades en la litosfera de la parte más oriental del orógeno Bético-Rifeño (Duggen *et al.*, 2003, 2005). Estos reajustes constituyen un adecuado escenario para el colapso gravitacional de una parte de primitivo Arco Bético.

## Conclusiones

En el desarrollo de este trabajo se ha intentado caracterizar la UO y diferenciarla de los verdaderos sedimentos de edad triásica.

La UO es una mezcla de cuerpos rocosos, arcillosos y yesíferos, procedentes del primitivo prisma acrecional formado entre el Langhiese superior-Serravaliense inferior (15-13 Ma). Las características mecánicas de su matriz, alta plasticidad y baja competencia, han contribuido al desarrollo de los abundantes despegues extensionales responsables de su estructuración.

Los tectonosomas son bloques de sedimentos mesozoicos y terciarios pre-langhienses, con orden estratigráfico y estructura interna, tectónicamente relacionados con la UO y vinculados en origen al primitivo prisma de acreción bético.

La Unidad de Castro del Río (Serravaliense superior-Tortoniense inferior, 13-8.5 Ma) se depositó discordante sobre la UO y los tectonosomas, al mismo tiempo que el conjunto era extendido al O-SO, como consecuencia del colapso gravitacional que los afectó.

El conjunto UO, tectonosomas y Unidad de Castro del Río, (CES), fue afectado por extensión desde hace 13 Ma con sentido preferente de transporte del bloque de techo hacia N240-260°E y N300-320°E y sellado a partir de 8.5 Ma por sedimentos cada vez más jóvenes cuanto más al O

La UO, Tectonosomas y Unidad de Castro del Río constituyen elementos sinorogénicos directamente relacionados con la estructuración miocena que actualmente presenta el Dominio Subbético.

El desarrollo del Complejo Extensional Subbético (13 Ma-actual), el final del emplazamiento de las escamas del Arco de Cazorla (posterior al Tortoniense inferior, < 11.6 Ma), el despegue extensional entre los Complejos Alpujárride y Nevado Filábride (Serravaliense Sup.-Tortoniense inferior, 12-8.5 Ma) y la formación de las cuencas intramontañosas en el contacto Zona Interna-Externa (12-8.5 Ma) fueron procesos parcialmente coetáneos.

Todos estos procesos descritos se enmarcan bien en la situación geodinámica hoy generalmente aceptada para el arco mediterráneo occidental, durante el Mioceno medio-superior.

En resumen el modelo propuesto en este trabajo permite interpretar de modo diferente muchos aspectos no bien comprendidos de la estructura actual del Dominio Subbético.

## Agradecimientos

Los autores agradecen la lectura y revisión crítica del manuscrito, así como las discusiones y sugerencias

de Manuel García Hernández (Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada). Igualmente, Jesús Galindo (Universidad de Granada), Juan Carlos Balanyá (Universidad Pablo de Olavide de Sevilla) y Francisco Manuel Alonso Chaves (Universidad de Huelva), han contribuido notablemente a mejorar la versión original con sus críticas, sugerencias y opiniones. La editora Ana M<sup>a</sup> Alonso Zarza (Universidad Complutense de Madrid), igualmente ha contribuido con importantes sugerencias y correcciones para mejorarlo.

Este trabajo se ha realizado con el soporte económico del proyecto CGL 2011-29920 del Ministerio de Ciencia e Innovación y los grupos de investigación RNM148 y RNM376 de la Junta de Andalucía.

## Referencias bibliográficas

- Abbate, E., Bortolotti, V., and Passerini, P. 1970. Olistostromes and olistoliths, In: Sestini, G. (ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline. Sedimentary Geology*, 4, (3- 4), 521-557.
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez Lodeiro, F., Jabaloy, A. and Navarro Vilá, F. 1991. The Maláguide-Alpujarride Contact (Betic Cordilleras, Spain): A Brittle Extensional Detachment. *Comptes Rendus Académie Sciences*, 313, 1447-1453.
- Asebriy, L., De Luca, P., Bourgois, J., and Chotin, P. 1987. Ré-sédimentation d' âge sénonien dans le Rif central (Maroc): Conséquences sur les divisions paléogéographiques et structurales de la chaîne: *Journal of African Earth Science*, 6, 9-18.
- Azañón, J.M. and Goffé, B. 1997. Ferro- and Magnesiocarpolite Assemblages as Record of High-P, Low-T Metamorphism in the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (Se Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9, 1035-1051.
- Azañón, J.M., Roldán, F.J. and Rodríguez-Fernández, J. 2012. Fallas y despegues extensionales en el Subbético Central: implicaciones en la evolución Neógena de Las Zona Externa de la Cordillera Bética. *Geogaceta*, 52, 13-16.
- Azema, J. 1965. Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 260, 4020-4023.
- Azema, J. 1972. Nouvelles données sur le Crétacé prébétique entre Cieza et Salinas (Prov. d' Alicante et de Murcia. Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, (XIV), 110-120.
- Azema, J. 1975. Le Prébétique et le Subbétique de Cieza á Alicante. *Trabajos de Congresos y Reuniones, Serie 7. 1*. Empresa Nacional Adaro, 210-281.
- Azéma, J. 1977. *Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis Doctoral. Université de Paris VI, 393 pp.
- Azema, J. and Montenat, Ch. 1973. *Mapa Geológico de España 1:50000. Fortuna. Hoja n° 892*. Ministerio Industria. IGME. Madrid.
- Azéma, J., Champetier, T., Foucault, A., Fourcade, E. and Paquet, J. 1971. Le Jurasique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. Essai de coordination. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2, 91-110.
- Baena, J. 1973. *Mapa Geológico de España 1:50000. Caravaca. Hoja n° 910, 2ª serie*. Ministerio Industria. IGME. Madrid.
- Balanyá, J.C. 1984. El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: Relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético Interno. *I Congreso. Español de Geología*, 3, 169-175.
- Balanyá, J.C. 1991. *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 210 pp.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V. 1987. Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 304, série I, 929-934.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sánchez-Gómez, M. 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16, 226-238.
- Barber, T. and Brown, K. 1988. Mud diapirism: The origin of mélanges in accretionary complexes. *Geology Today*, 4, 89-94.
- Beck, R.H. 1972. The oceans the new frontier in exploration. *Journal of the Australian Exploration Association*, 12, 1-21.
- Beneo, E. 1956. Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine; estensione tempo-spaziale del fenómeno. *Bollettino del Servizio Geologico Italiano*, 78, 291-319.
- Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. and Fernández, M. 1998. Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. In: Mascle, A., Puigdefabrbregas, C. and Fernández, M. (eds.), *Cenozoic foreland Basins of western Europe. Geological Society, Special Publications*, 134, 49-68.
- Bettelli, G., and Panini, F. 1985. Il mélange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese)-composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica. *Atti della Società dei Naturalisti e Matematici di Modena*, 115, 91-106.
- Blankenship, C.L. 1992. Stratigraphy and paleogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 9, 256-264.
- Blumenthal, M. 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordillera von Central-und Südwest (Andalusien). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20, 487-532.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J. M., Vidal, O. and García-Dueñas, V. 2005. Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24 (2), 1-23.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M. and Grevemeyer, I. 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, 8, 1-25.

- Borgh, M.M., Oldenhuis, R., Biermann, C., Smit, J.H.W. and Sokoutis, D. 2011. The effects of basement ramps on deformation of the Prebetics (Spain): A combined field and analogue modelling study. *Tectonophysics*, 2011, 502, 62–74.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M. and Olivier, P. 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive Features, Genesis and Development Stages. In: Wezel, F.C. (ed.), *The origin of arcs*. Elsevier, Amsterdam, 281-304.
- Bourgeois, J. 1975. Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du "Trias germano-andalou". Hypothèses sur la signification de cette formation. *Bulletin Société Géologique de France*, 7 (17b), 1092-1100.
- Bourgeois, J. 1978. *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis Doctoral. Annales Scientifiques de L'Université de Besançon, 30, 445 pp.
- Brower, H.A. 1926. Zur tektonik der betischen Kordilleren. *Geologische Rundschau*, 17, 331-336.
- Brown, K., and Westbrook, G.K. 1988. Mud diapirism and subcretion in the Barbados ridge accretionary complex: The role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, 7, 613-640.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. and Udías, A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidwin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Holtredahl, H. and Segrup, H.P. 1988. A giant Three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7, 191-198.
- Busnardo, M. 1964. Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversal de Jaén-Grenade (Andalousie). *Geologie en Mijnbouw*, 43, 264-267.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. and Jabour, N. 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *Journal Geophysical Research*, 105, 10871-10898.
- Camerlenghi, A. and Pini, G.A. 2009. Mud volcanoes, olistostromes and Argille Scagliose in the Mediterranean region. *Sedimentology*, 56, 319-365.
- Camurri, F.T., Torelli, L., Zitellini, N. and Thiebot, E. 2005. The Miocene accretionary complex and olistostromes at the front of Betic-Rifian External units (Gulf of Cadiz). *Geophysical Research Abstracts*, 7, 2.
- Castellarini, A. and Pini, G.A. 1989. L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 39, 127-142.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, Kh., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I. and Saddiqi O. 2008. The Rif Belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A. and Frizon de Lamotte (eds.). *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Lecture Notes in Earth Sciences 116. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 203-302.
- Chang, C.P., Annjelier, J., Huang, C.Y. and Liu, C.S. 2001. Structural evolution and significance of a mélange in a collision belt: The Lichi Mélange and the Taiwan arc-continent collision. *Geological Magazine*, 138, 6, 633–651.
- Chauve, P. 1963. *Étude géologique du Nord de la province de Cádiz*. Memoria Instituto Geológico y Minero de España. LXIX, 1-377.
- Chester, F.M., Friedman, M. and Logan, J.M. 1985. Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, 111, 139-146.
- Clark, S.J.P., and Dempster, T.J. 2009. The record of tectonic denudation and erosion in an emerging orogen: an apatite fission-track study of the Sierra Nevada, Southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 166, 87-100.
- Collison, J. 1994. Sedimentary deformational structures: In: Maltman, A. (ed.) *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hal, London, 96-125.
- Comas, M.C. 1978. *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Doctoral. Universidad de Bilbao, 323 pp.
- Cowan, D.S. 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 45-462.
- Crespo-Blanc, A. 2007. Superimposed folding and oblique structures in the palaeomargin-derived units of the Central Betics (SW Spain). *Journal of the Geological Society, London*, 164, 62-636.
- Crespo-Blanc, A. 2008. Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 30, 65-80.
- 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 fault systems. *Tectonics*, 13, 78-88.
- Crespo-Blanc, A. and González-Sánchez, A. 2005. Influence of indenter geometry on arcuate fold-and-thrust wedge: preliminary results of analogue modelling. *Geogaceta*, 37, 11-14.
- Crespo-Blanc, A. and Frizon de Lamotte, D. 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the outh Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: A comparative study. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177, 267-282.
- Cruz San Julián, J. 1974. *Estudio geológico del sector Cañete la Real – Teba – Osuna*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 413 pp.
- De Ruig, M.J. 1992. *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam. 207 pp.
- De Smet, M.E.M. 1984. Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Free University Press, Amsterdam*.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Oláiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., and Fernández-Lozano, J. 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms from active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, TC1009.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rupke, L. and Morgan, J.P. 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, 602-606.

- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. and Garbeschönberg, D. 2005. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the easternmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46, 1155-1201.
- Durand-Delga, M. 1966. Titres et travaux scientifiques. *Imp. Priestier*. Paris, 43 pp.
- Durand-Delga, M. 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire Société Géologique de France. Mémoire hors série*, 10, 203-224.
- Elter, P. and Trevisan, L. 1973. Olistostromes. In: De Jong, K.A. and Schorten, R. (eds.), *The Tectonic Evolution of the Northern Apennines. Gravity and Tectonics*. 175-188.
- Fallot, P. 1945. *Estudios geológicos de la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Memoria Investigación Lucas Mallada. C.S.I.C. 719 pp.
- Fallot, P. 1948. Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, 8, 83-172
- Feinberg, H. 1986. Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc); biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. *Notes et Mémoire Service Géologique Maroque*, 315. 192 pp.
- Fernández, M., Berastegui, X., Puig, C., Garcia-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torne, M. and Banks, C. 1998. Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. *Geology and Geophysics*, 373-392.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y. and Codegone, G. 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*, 52 (10-12), 1040-1105.
- Flinch, J. 2003. A Cretaceous Allochthonous evaporitic province within the Betic-Maghreb domain: Comparison with the present-day Gulf of Mexico. *Extended Abstracts International Conference AAPG*. Barcelona.
- Flinch, J.F. and Bally, A.W. 1991. Extensional collapse in an accretionary complex: Gibraltar arc (western Mediterranean). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 23, 5, A 130.
- Flinch, J., Bally, A.W. and Wu, S. 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24(1), 67-70.
- Flores, G. 1955. Les résultats des études pour les recherches pétrolifères en Sicile: Discussion. In: Colombo, C. (ed.) *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress*. Rome, Section 1/A/2, 121-12.
- Fontboté, J.M. 1964. Itinerario geológico Granada-Jaén. *Publicaciones Laboratorio Geología*. Universidad Granada, 45 bis. 9 pp.
- Foucault, A. 1960. Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le masif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). *Comptes Rendus Académie des Sciences. Paris*, 250, 2038-2040.
- Foucault, A. 1965. Les rapports entre la Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne Méridionale). *Comptes Rendus Académie des Science. Paris*, 260, 4.354-4.357.
- Foucault, A. 1971. *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis Université de Paris. 633 pp.
- Foucault, A. 1975. Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. IV. Le Prébétique et le Subbétique de Cazorla a Huescar. *1<sup>er</sup> colloquio de stratigraphie y paleografía del Cretácico de España*. Empresa Nacional Adaro. Serie 7. 1, 245-250.
- Frey-Martínez, J., Carthwright, J. and James, D. 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterization. *Marin. Petrol. Geology*, 23, 585-604.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. and Jabaloy, A. 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González Lodeiro, F. and Torcal, F. 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18, 686-702.
- Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Jabaloy, A. and López-Chicano, M. 2000. Kinematics of faults between Subbetic Units during the Miocene (central sector of the Betic Cordillera). *Comptes Rendus. Académie des Sciences. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, 811-816.
- García-Cortés, A., Mansilla, H., and Quintero, I. 1991. Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostromática del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*. 102 (4), 524-535.
- García-Cortés, A. and Trío-Maseda, M. (1992). *Mapa Geológico de España, 1:50000. Acaudete. Hoja N° 968, 2° serie*. M. Industria y Energía. IGME. Madrid, 52 pp.
- García-Deñás, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo Marine Letters*, 12, 88-95.
- García Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A. 1980. Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordilleras. *Geologie en Mijnbouw*, 59 (2), 155-169.
- García-Rossell, L. 1972. *Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral Universidad de Granada. 550 pp.
- Geel, T. and Roep, T.B. 1998. Oligocene to Miocene basin development in the eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Velez Rubio Corridor- España): reflections of West Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, 10, 325-343.
- Geel, T. and Roep, T.B. 1999. Oligocene to Middle Miocene basin development in the Velez Rubio Corridor-España (Internal-External Zone boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 77, 39-61.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J. and Padrón-Navarta, J.A. 2012. Late Variscan Magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb Geochronologic Evidence for the Pre-Me-

- sozoic Nature of the Deepest Betic Complex (Se Spain). *Lithos*, 146-147, 93-111.
- Gracia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R. 2003. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22 (4), 1033.
- Greenly, E. 1919. The Geology of Anglesey. *Vols I and II: Memoirs of Geological Survey*. London, HM Stationary Office. 1-388, 390-980.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. and Spakman, W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 12, 1071-1074.
- Gutscher, M.A., Domínguez, S., Westbrook, G.K., Gente, P., Babonneau, N., Mulder, T., Gonthier, E., Bartolome, R., Luis, J., Rosas, F. and Terrinha, P. 2009. Tectonic shortening and gravitational spreading in the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Observations from multi-beam bathymetry and seismic profiling. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 647-659.
- Hermes, J.J. 1977. Late Burdigalian folding in the Subbetic North of Vélez Blanco, Province of Almería, Southeastern Spain. *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, series B, 80 (2), 89-99.
- Hermes, J.J. 1984. New data from the Vélez Rubio Corridor. Support for the transcurrent nature of this linear structure. *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, series B. 87, 3, 319-333.
- Hermes, J.J. 1985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.
- Hoedemaeker, Ph.J. 1973. Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Province de Murcia; Spain). *Scripta Geologica*, 19. Utrech. 207 pp.
- Horton, J.W.Jr. and Rast, N. (eds.), 1989. *Mélanges and Olistostromes of the U.S. Appalachians*. Geological Society of America. Special paper, 228, 275 pp.
- Hsü, K.J. 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1063-1074.
- Ikesawa, E., Kimura, G., Sato, K., Ikehara-Ohmori, K., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Ejiie, K., and Hashimoto, Y. 2005. Tectonic incorporation of the upper part of oceanic crust to overriding plate of a convergent margin: An example from the Cretaceous-early Tertiary Mugi mélange, the Shimanto Belt, Japan. *Tectonophysics*, 401, 217-230.
- Johnson, C., Harbury, N. and Hurford, A.J. 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 189-204.
- Kerzazi K. 1994. *Etudes biostratigraphique du Miocène sur la base des foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires dans le Prérif et la marge atlantique du Maroc (site 547A du DSDP Leg 79); aperçu sur leur paléoenvironnement*. Thèse Université Pierre et Marie Curie Paris. 230 pp.
- Kilian, W. 1889. Etudes paleontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. *Boletín de la Comomisión Mapa Geológico de España*, T-XIX. 640-655. Madrid.
- Labauve, P. 1992. *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes française et de Sicilie*. Thèse de docteur d'Etat. Université Montpellier II. 476 pp.
- Levi, R.G. and Tilloy, R. 1952. Maroc Septentrional (Chaîne du Rif), partie B. Livret-Guide des excursions A31 et C31. *Congres Geologique International*, XIX session, série: Maroc, Alger, 8-65.
- Loneragan, L. and Platt, J.P. 1995. The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 17, 1655-1671.
- Loneragan, L. and White, N. 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- Lucente, C.C., and Pini, G.A. 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within the Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: A field perspective. *American Journal of Science*, 303, 565-602.
- Lucente, C.C. and Pini, G.A. 2008. Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, 20 (1), 49-71.
- Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vázquez, J.T. and Díaz-del-Río, V. 2003. Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cádiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova*, 15 (6), 380-391.
- Malavieille, J. and Ritz, J.F. 1989. Mylonitic deformation of evaporites in décollements: examples from the Southern Alps, France. *Journal of Structural Geology*, 11 (5), 583- 90.
- Martín-Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 1171 pp.
- Martín Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. and Estévez, A. 1988. L'Évolution sédimentaire miocène de la region au nord de la Sierra Arana (cordillères bétiques) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. *Bulletin de la Societe geologique de France*, 8, 119-127.
- Martín-Martín, M. 1996. *El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 297 pp.
- Martín Pérez J.A. 1997. *Nanoplancton Calácreo Del Mioceno De Las Cordilleras Béticas (Sector Oriental)*, Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 329 pp.
- Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G. and Suárez Alba, J. 1985. Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental. *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo. Libro homenaje a Luís Sánchez de la Torre. 15, 147-151.
- Martínez del Olmo, W. 2003. La Plataforma Cretácica del Prebético y su falta de continuidad por el Margen Sudibético. *Journal of Iberian Geology*, 29, 109-132.
- Martínez-Martínez, J.M. and Azañón, J.M. 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics*, 16, 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. and Balanyá, J.C. 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongate dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21, 3-1, 3-20.

- Mauthe, F. 1970. Das Subbetsche Schollenland zwischen Olvera und Montellano (prov. Cádiz und Sevilla). *Geologisches Jahrbuch*, 88, 42-469.
- Mayoral, E., Crespo-Blanc, A., Díaz, M.G., Benot, C. and Orozco, M. 1994. Rifting miocène du Domaine d'Alborán: Datations de sédiments discordants sur unités alpujarriques en extension (Sud de la Sierra Nevada, Chaîne Bétique). *Comptes Rendus Académie des Sciences, Series II*, 319, 581-588.
- Meijninger, B.M.L. 2006. *Late-orogenic extension and strike-slip deformation in the Neogene of southeastern Spain*. Ph. D. Thesis. Universiteit Utrecht, Geologica Ultraiectina. 269, 179 pp.
- Meijninger, B.M.L. and Vissers, R.M.L. 2007. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain, revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, 18, 547-571.
- Meschede, M., Zweigel, P., Frisch, W., and Völker, D. 1999. Mélange formation by subduction erosion: The case of the Osa mélange in southern Costa Rica. *Terra Nova*, V (11), 141-148.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffé, B. and Jabaloy, A. 1991. 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras. *Journal Geological Society (London)*, 148, 289-297.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E. 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B12), 17465-17484.
- Morley, C.K. 1993. Discussion of origins of hinterland basins to the Rif-Betic Cordillera and Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 359-376.
- Moscardelli, L. and Wood, L. 2008. New Classification System for Mass Transport Complexes in Offshore Trinidad. *Basin Research*, 20, 73-98.
- Mulder, C.J. 1973. Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean. In: Drooger, C.W. (ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 44-59.
- Naylor, M.A. 1981. Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: The Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentary Geology*, 28, 6, 837-852.
- Nieto, L., Molina, J.M. and Ruiz-Ortiz, P. 1992. Influencia de la Tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al sur de la provincia de Jaén (Zona Subbética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (1-2), 96-111.
- Ori, G.G., and Friend, P.F. 1984. Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. *Geology*, 12, 475-478.
- Orueta, D. 1877. Bosquejo físico-geológico de la region septentrional de la provincial de Málaga. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España*, IV, 89-171.
- Page, B.M. 1978. Franciscan mélanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy: *Tectonophysics*, 47, 665-672.
- Pedraza, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlof, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., A. Chabli, A. Ahmamou, M. and González-Castillo, L. 2011. Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, 52 (2), 83-96.
- Peper, T. and Cloetingh, S. 1992. Lithosphere dynamic and tectono-stratigraphic evolution of the Mesozoic Betic rifted margin (southeastern Spain). *Tectonophysics*, 203, 345-361.
- Perconig, E. 1960-62. Sur le constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). *Livre à la mémoire. du professeur Paul Falot. Mémoire Hors-serie Société Géologique de France*, 1, 229-256.
- Pérez-López, A. 1991. *El Triás de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad Granada. 400 pp.
- Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. and Serrano, F. 2003. Estudio de las rocas diápiricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia). *Geotemas*, 5, 199-203.
- Pérez-Valera, F. Sánchez-Gómez, M. and Pérez-López A. 2006. Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del Arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 40, 243-246.
- Peyre, Y. 1974. *Géologie d'Antequera et sa région* (Cordillères Bétiques, Espagne). Thèses Université de Paris, Institut National Agronomique Paris-Grignon, 528 pp.
- Pini, G.A. 1999. Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy. *Geological Society of America*. Special Paper 335, 73 pp.
- Pini, G.A., Lucente, C.C., Cowan, D.S., De Libero, C.M., Dellisanti, F., Landuzzi, A., Negri, A., Tateo, F., Del Castello, M., Morrone, M. and Cantelli, L. 2004. The role of olistostromes and argille scagliose in the structural evolution of the Northern Apennines, In: Guerrieri, L., Rischia, I., and Serva, L., (eds.), *Field Trip Guidebooks*, 32nd IGC Florence 20-28 August 2004: Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 63 (B13), 1-40.
- Platt, J. and Whitehouse, M. J. 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon age. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 591-605.
- Platt, J., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman E.S. and Rimi A. 2003. The ultimate arc: differential displacement, oroclinal bending and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22 (3), 1017.
- Platt, J., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P., and Thirlwall, M. 2004. Two Phases of Continental subduction in the Betic Orogen, Western Mediterranean. *Geological Society of America*. Abstract Programs, 36, 409.
- Platt, J., Kelley, S.P., Carter, A. and Orozco, M. 2005. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 162 (3), 451-462.
- Platt, J., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P. and Thirlwall, M. 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34 (11), 981-984.

- Rehault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A. 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.
- Reicherter, K.R. and Peters, G. 2005. Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 405, 191-212.
- Reinhardt, L.J., Bishop, P., Hoey, T.B., Dempster, T.J., and Sanderson, D.C.W. 2007. Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, Southern Spain. *Geophysical Research*, 112 (F03S05).
- Ricci Lucchi, F. 1986. The Oligocene to recent foreland basin of the Northern Apennines, In: Allen, P.A., and Homewood, P., (eds.), *Foreland basins: International Association of Sedimentologist*. Special Publication. 8, 105-139.
- Rigo de Righi, M. 1956. Olistostromi neogenici in Sicilia: *Bolettino della Società Geologica Italiana*, 75, 185-215.
- Rodríguez-Fernández, J. 1982. *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral. 379. Universidad de Granada. 224 pp.
- Rodríguez-Fernández, J., Azor-Pérez, A and Azañón-Hernández, J.M. 2012. The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence and Tectonic History. In: Busby, C. and Azor, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell, Oxford, 461- 479.
- Rodríguez-Fernández, J. and Martín-Penela, A. 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6, 255-270.
- Roldán, F.J. 1995. *Evolución Neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 259 pp.
- Roldán, F.J. and García-Cortés, A. 1988. Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Granada. 1, 189-192.
- Roldán, F.J. and Rodríguez-Fernández, J. 1991. Un ejemplo de cuenca piggyback asociada a la evolución neógena del frente de las Zonas Externas Béticas. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic (Barcelona), Comunicaciones, 297-300.
- Roldán, F.J., Lupiani, E. and Villalobos, M. 1992. *Mapa Geológico de España 1:50000. Castro del Río. Hoja n° 945. 2° serie*. M. D. I. y Energía. Madrid, IGME. 34 pp.
- Roldán, F.J., Lupiani, E., Villalobos, M., Hidalgo, J. and Soria, J. 2009. *Mapa Geológico de España 1:50000. Cuevas del Campo. Hoja n° 971. 2° serie*. M. D. I. y Energía. Madrid, IGME. 68 pp.
- Roldán, F.J., Rodríguez-Fernández, J., Villalobos, M., Lastra, J., Díaz-Pinto, G. and Pérez Rodríguez, A.B. 2012a. Zonas: Subbético, Cuenca del Guadalquivir y Campo de Gibraltar. In: GEODE. *Mapa Geológico Digital Continuo de España*. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Navas, J. (ed.). Disponible en: <http://cuarzo.igme.es/sigeco.default.htm>.
- Roldán, F.J., Rodríguez-Fernández, J. and Azañón, J.M. 2012b. La Unidad Olistostrómica, una formación clave para entender la historia neógena de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, *Geogaceta*, 52, 9-12.
- Royden, L.H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Ruiz-Ortiz, P.A. 1983. A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 30, 33-48.
- Sanz de Galdeano, C. 1988. The fault system and the Neotectonic features of the Betic Cordilleras. In: Banda, E. and Mendes, V. (eds.), *The Iberia Peninsula*. Fifth E.G.T. Workshop. Estoril. *European Science Foundation*, 99-109.
- Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P. 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63 (3-4), 175-190.
- Sanz de Galdeano, C., Lozano, J. A. and Puga, E. 2008. El Triás de Antequera: naturaleza, origen y estructura. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21(3-4), 111-124.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I. and Alekseev, A. 2003. Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195, 237-261.
- Seyfried, H. 1978. Der subbetiche Jura von Murcia (Südost Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, 29, 1-201.
- Spakman, W. and Wortel, R. 2004. A tomographic view on Western Mediterranean 855 geodynamics, In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G., Ziegler, P. (eds.). The 856 TRANSMED Atlas. *The Mediterranean region from crust to mantle. Geological and 857 Geophysical framework*. Episodes, 27, 31-52.
- Staub, R. 1926. Gedanken zur Tektonik Spaniens Viertelj. Naturforschender Gesellschaft. Zürich. (Ideas sobre la tectónica de España). Traducido por A. Carbonell en las *Memorias de la Real Academia de Ciencias bellas letras y nobles artes de Córdoba*. 1927.
- Staub, R. 1934. Der Deckenbau Südspaniens in den Betschen Cordilleren. *Vierterjahressch Naturf Gesellsch*. Zürich, 79, 271-332.
- Stokes, M. 2008. Plio-Pleistocene drainage development in an inverted sedimentary basin: Vera Basin, Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 193-211.
- Torelli, L., Sartorit, R. and Zitellini, N. 1997. The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (2), 125-138.
- Vera, J.A. and Martín-Algarra, A. 2004. Divisiones mayores y nomenclatura de la Cordillera Bética. En: *Geología de España*, J.A. Vera, (ed.), SGE-IGME. Madrid. 348-350.
- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L. and Stuart, F.M. 2011. Deciphering Tectonic- and Erosion-Driven Exhumation of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by Low Temperature Thermochronology. *Terra Nova*, 23, 257-263.
- Wakabayashi, J. 2004. Contrasting settings of serpentinite bodies, San Francisco Bay area, California; derivation from the subduction plate vs. mantle hanging wall?. *International Geological Review*, 46, 1103-1118.

- Watts, A. B., Platt, J. P. and Buhl, P. 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research*, 5, 153-177.
- Wildi, W. 1983. La chaîne tello-rifaine (Algerie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 24, 201-297.
- Williams, P.R., Pigram, C.J. and Dow, D.B. 1984. Melange production and the importance of shale diapirism in accretionary terrains. *Nature*, 309, 145-146.
- Žalohar, J. and Vrabec, M. 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29, 1798-1810.
- Información adicional sobre petrología, edades de los sedimentos, mapas y cortes geológicos se encuentra disponible para consulta en la página del Instituto Geológico y Minero de España, <http://www.igme.es/internet/cartografia/cartografia/magna50.asp> <http://cuarzo.igme.es/sigeco.default.htm>.

Recibido: julio 2012

Revisado: noviembre 2012

Aceptado: abril 2013

Publicado: julio 2013