

EL «TRÍAS DE ANTEQUERA»: NATURALEZA, ORIGEN Y ESTRUCTURA

C. Sanz de Galdeano¹, J.A. Lozano² y E. Puga¹.

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC – Univ. Granada). Facultad de Ciencias. 18071 – Granada. csanz@ugr.es, epuga@ugr.es

² Empresa Estudios Geológicos y Medioambientales (EGM). C/ Palencia nº5, 9D. 18007. Granada. lozano@egmweb.es

Resumen: El «Trías de Antequera», enraizado bajo el Subbético Medio y en parte bajo el Interno, está compuesto por dos conjuntos principales: una *mélange* tectónica en la que existen grandes bandas de materiales tectonizados, sobre todo yesos, y, generalmente encima, un olistostroma muy desarrollado. Por encima de ambos se formó una brecha sedimentaria. En él existen bloques, algunos de tamaños hectométricos y aun mayores, de edad triásica a terciaria, la mayoría de origen Subbético. Hay además un conjunto de bloques que presentan metamorfismo de grado muy bajo, posiblemente desarrollado durante el Burdigaliense superior, cuando el empuje de la Zona Interna destruyó la cuenca subbética. Estos empujes a la vez dieron lugar a un proceso diapírico-tectónico que condujo a la formación del olistostroma. Una posterior compresión del Mioceno superior removilizó en parte este conjunto y, entre otros rasgos, formó los pliegues claramente visibles en las brechas que dibujan un arco adaptado a la forma general de las unidades subbéticas situadas al sur.

Palabras clave: Triásico, diapirismo, *mélange* tectónica, olistostroma, metamorfismo de bajo grado, Zona Externa Bética.

Abstract: The Triassic of Antequera («Trías de Antequera»), which root zone is situated under the Median Subbetic and partially under the Internal Subbetic, is composed by two formations: a tectonic *mélange* with great tectonized rocks, especially gypsums, and, usually above, a huge olistostrome. In the top, sedimentary breccias have been developed. In it there are blocks, some ones hectometric and even bigger, of Triassic to Tertiary age, most of them of Subbetic origin. Moreover there are other blocks showing a low to very low metamorphic degree, probably developed during the late Burdigalian, when the pressure of the Betic Internal Zone destroyed the Subbetic Basin and cause the cited metamorphism. This pressure provoked a diapiric-tectonic process, with the ensuing formation of the olistostrome. A later phase of compression, occurred during the late Miocene, partially remobilized the «Trías of Antequera» and, among other features, formed the folds visible in the upper breccias, which on the whole show an arch, adapted to the general shape of the Subbetic units situated to the South.

Key words: Triassic, diapirism, tectonic *mélange*, olistostrome, low grade metamorphism, Betic External Zone.

C. Sanz de Galdeano, C., Lozano, J.A. y Puga, E. (2008): El «Trías de Antequera»: Naturaleza, origen y estructura. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4): 111-124

El «Trías de Antequera» forma parte del conjunto de afloramientos triásicos o, más correctamente, del conjunto de afloramientos formados en gran parte por materiales triásicos, del Subbético, en la Zona Externa de la Cordillera Bética. En estos materiales se reconocen las facies de diversas unidades estratigráficas del Triásico, descritas someramente como base para el estudio de su estructura, las etapas de deformación sufridas y sus causas. En este «Trías de Antequera» se distinguen dos conjuntos, uno formado por un proceso diapírico y el segundo corresponde a una gran masa olistostrómica. También se distinguen unas brechas sedimentarias formadas posteriormente. Aunque no forma parte de los objetivos principales, en este trabajo se indica la posición y algunas características de bloques de rocas sedimentarias metamorfizadas, hasta ahora no identificadas en otros puntos de la Zona Externa, aunque se conoce el

metamorfismo de diversos cuerpos de ofitas aflorantes en el triásico subbético (Puga *et al.*, 1983). Este tema está actualmente en estudio (Puga *et al.*, in prep.).

Situación geológica y antecedentes:

La Cordillera Bética está formada por dos dominios principales: la Zona Interna y la Externa. Se distinguen, además, las unidades del Campo de Gibraltar, o unidades de los Flyschs, y las cuencas neógenas (Fig. 1). La Zona Interna, situada al sur y sureste de la cordillera, se ha dividido en cuatro complejos (Durand-Delga y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1997; Vera, 2004) que de abajo arriba son el Nevado-Filábride (subdividido por Puga *et al.*, 2002, en los complejos del Veleta y del Mulhacén), el Alpujarride, el Maláguide y, generalmente asociado a éste último, la Dorsal. Los dos complejos inferiores han sido netamente afectados

por el metamorfismo alpino y en parte por el varisco, mientras que el Maláguide tan sólo en sus términos inferiores presenta metamorfismo y la Dorsal no lo presenta.

La Zona Externa, situada al norte y noreste de la Interna, está constituida por el Subbético, al sur y el Prebético, al norte y especialmente al NE del anterior. Ambos, Subbético y Prebético (García Hernández et al., 1980; Vera, 2004)), están constituidos por rocas que se depositaron en el borde sur y sureste del Macizo Ibérico y sus series estratigráficas se inician con el Triásico. El Trías de ambos dominios es parecido, con facies continentales, salobres y marinas poco profundas, si bien abundan en el Subbético algo más las facies salobres, con formación de yesos y sales, y las marinas someras. Las facies sedimentarias del Jurásico del Subbético permiten dividirlo en su sector central, donde mejor se conserva, y de Sur a Norte, en Subbético Interno (que hacia el oeste se suele llamar Penibético), Medio y Externo. Las facies del Subbético Interno y Externo son de poca profundidad y están fundamentalmente formadas por carbonatos relativamente poco potentes, mientras que en el Subbético Medio son más potentes, más profundas, con mayor predominio de margas, margocalizas e incluso radiolaritas y con abundancia de rocas volcánicas y subvolcánicas. Este vulcanismo se inició en el Trías y continuó hasta el Cretácico inferior y muy localmente en el Cretácico superior (Puga *et al.*, 1988; Díaz de Federico y Puga, 1991; Portugal Ferreira *et al.*, 1995; Molina *et al.*, 1998). Por su parte, el Prebético presenta facies más someras, más próximas a costa e incluso continentales.

Es bien conocido que el Triásico de la Zona Externa Bética, muy en particular el del Subbético, se encuentra generalmente desorganizado formando grandes masas olistostrómicas (Perconig, 1960-62; Peyre, 1974; Pérez-López, 1991; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Roldán García, 1994). Esta desorganización es tanto mayor conforme se va hacia el oeste. Allí los afloramientos jurásicos, cretácicos y terciarios, a veces de decenas de kilómetros, en realidad se encuentran embebidos en una enorme masa cuyo origen fue triásico y que ha sufrido grandes resedimentaciones (Bourgeois, 1975, 1978). La resedimentación, en este caso la formación de un enorme olistostroma, se produjo desde el Mioceno inferior, a partir de finales del Burdigaliense inferior (Hermes, 1985), y continuó en el NO y en el Oeste, golfo de Cádiz, hasta el Mioceno superior, Tortoniense. Afloramientos triásicos importantes existen también en el sector oriental del Subbético, aunque son comparativamente menores.

Es en el sector central del Subbético donde mejor se pueden ver los lugares desde los que grandes masas triásicas se extravasaron, en un proceso inicialmente producido por la combinación de compresión y diapirismo y que dio lugar a la salida y caída gravitatoria de enormes masas triásicas dispuestas caóticamente. Las zonas de salida se localizan entre el

Subbético Interno y el Medio, dentro del Medio, en el Externo y al frente del Externo (Sanz de Galdeano, 1973). Salidas diapíricas de materiales triásicos ya se produjeron al final del Jurásico, otras hacia el Cretácico medio, pero la mayoría tuvieron lugar a partir del Mioceno inferior cuando la cuenca Subbética original quedó destruida en lo que Hermes (1985) llamó paroxismo Burdigaliense. A veces los sectores de salida son oblicuos, cortando las directrices paleogeográficas originales.

El nombre de manto de Antequera o «Trías de Antequera» (Fig. 2) fue usado por Staub (1926 y 1934), quien pensó que su origen era ultrabético (de más allá de las Béticas, de más al sur en este caso). Fallot (1927) igualmente le atribuye un origen ultrabético, mientras que posteriormente (Fallot, 1930) piensa en un origen citrabetico (o sea, «del lado de acá» de las Béticas), por tanto más o menos emparentado con las unidades que lo rodean. Para Blumenthal (1931) es una «masse à peu près énigmatique» situada al frente del Penibético. Sin embargo, Chauve (1968) que estudia la geología de parte de la provincia de Cádiz, atribuye el origen de las grandes masas triásicas que allí afloran al Subbético y para Cano Medina (1990) se enraiza debajo del Subbético.

Peyre (1974) hizo varias dataciones en el «Trías de Antequera» tal como el Triásico medio en el cerro del Águila, al norte de la Sierra de Abdalajís y también mostró un inventario de los bloques «non triasiques» a los que por su aspecto metamórfico llamó bloques «exóticos». Alguno de ellos ya fue citado por Vera (1969) (bloque del Ventorro de Zagra) o por Delgado en un trabajo no publicado realizado en 1970 (el de Fuente Camacho). También Baena *et al.* (1981) y Lupiani Moreno y Soria Mingorance (1985) señalan la existencia de bloques de diversas litologías y origen. Antes, Cruz-Sanjulián (1972 y 1974) indica que existen numerosos materiales jurásicos, cretácicos y paleocenos incluidos en afloramientos triásicos situados al oeste del área ahora estudiada.

Martín-Serrano (1982) describe que los yesos presentan pseudoestratificaciones de origen tectónico e indica la existencia de brechas con cemento yesífero. En esta línea, Pineda Velasco (1983 y 1987) resalta el carácter tectónico del «Trías de Antequera» y señala la disposición circular diapírica de dos grandes afloramientos, uno en el área de Fuente Camacho y otro al sur de Archidona. Señala que si bien se da este Trías como algo caótico, en algunos sectores la estructura tiene una cierta coherencia, disponiéndose las bandas de yeso de forma casi horizontal.

En otros sectores de la cordillera, además de la primera descripción de Perconig (1960-62) sobre las enormes masas triásicas extravasadas y resedimentadas – olistostromas – en la cuenca del Guadalquivir, se han realizado muchos más artículos (Roldán García y García Cortés, 1988; Pérez-López, 1991; Roldán García *et al.*, 1992; Roldán García, 1994; Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994). Igualmente, Pérez-López et

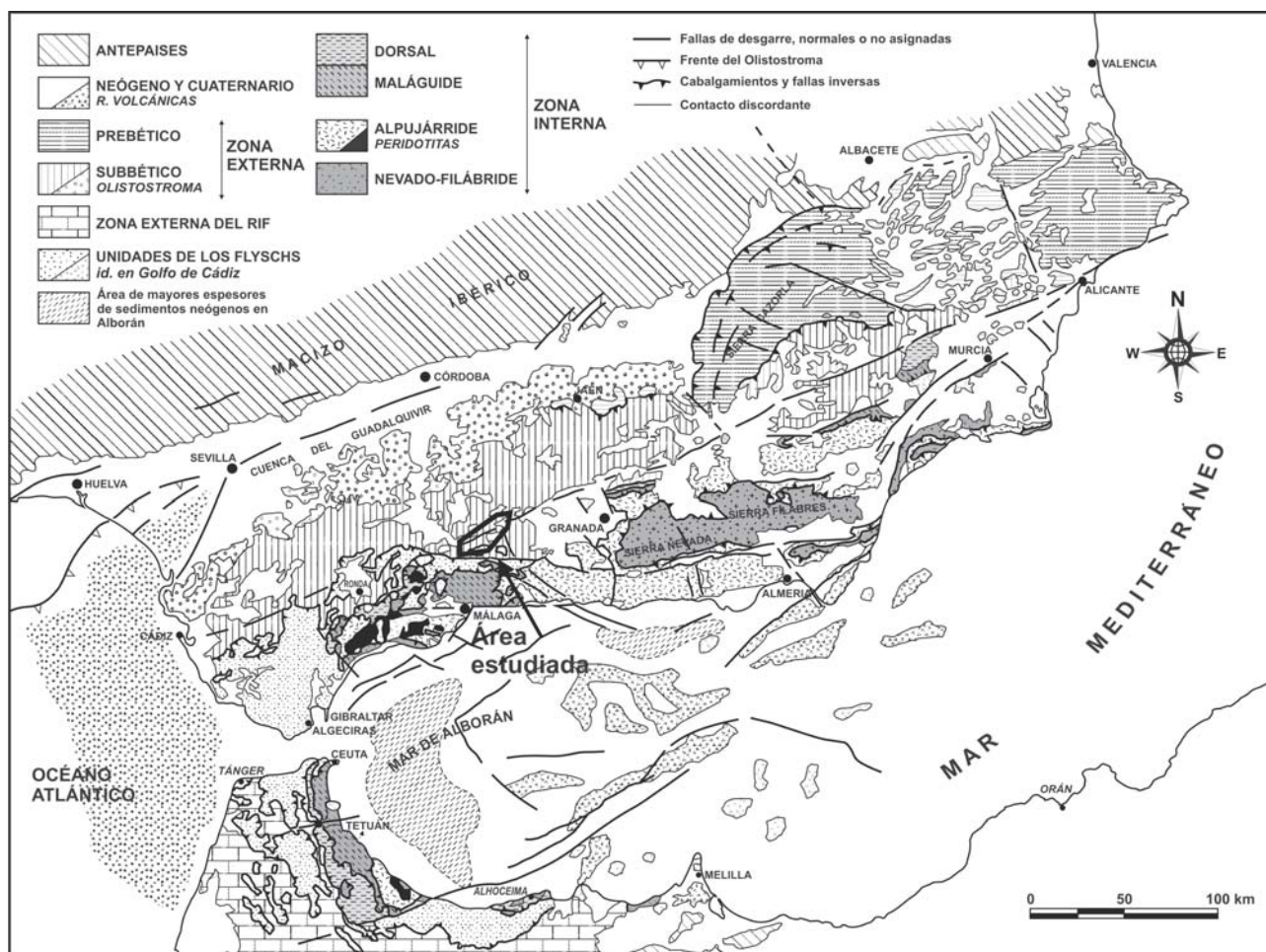


Figura 1.- Situación geológica del «Trías de Antequera». Se marca la posición de la figura 2.

al., (1992 y Pérez-Valera *et al.* (2003) describen para el conjunto del Trías subbético fenómenos de diapirismo ligados a importantes masas de yesos y la formación de brechas tectónicas. Estos procesos se produjeron al menos hasta el Mioceno medio.

Materiales existentes en el «Trías de Antequera»

En el «Trías de Antequera» están representadas todas, o prácticamente todas, las formaciones que Pérez-López (1991) y Pérez-López y Pérez-Valera (2003, 2007) señalan para el Triásico subbético que, sin embargo, raramente tienen continuidad.

Existen abundantes arcillas de diversos colores, al igual que areniscas, limos y carbonatos, estos generalmente de facies Muschelkalk, algunos masivos y otros laminados y con intercalaciones margosas. Fósiles tales como restos de bivalvos son abundantes en algunos niveles.

El lugar donde el Triás medio en facies Muschelkalk se observa mejor es en la Peña del Águila, estudiada por Peyre (1974). Allí es posible ver yesos intercalados entre carbonatos, a veces laminados con calizas negras, de manera que forman una sucesión de bandas centimétricas blancas y negras (Fig. 3 A). Cerca de la estación de Gobantes, no lejos de la Peña del Águila,

un sondeo cortó 100 m de sal (com. pers. de Pérez López, 2007). En superficie tan solo se ve localmente como eflorescencias en algunas salinas, así al norte de Fuente Camacho.

Un sector donde se conservan relativamente bien los sedimentos triásicos es al ENE de la Peña de los Enamorados (entre Antequera y Archidona). Allí puede verse una sucesión parcial de yesos, carbonatos y limos y arcillas pardos con bastante continuidad lateral, más de 1 km, y un espesor al menos del orden de 100 m. No se han visto criterios para saber si la serie está normal o invertida. Allí, a pesar de esta relativa buena conservación, hay bloques de carbonatos incluidos en esas secuencias (Fig. 4 G).

Otros materiales que afloran en numerosos puntos son rocas volcánicas y subvolcánicas básicas de tipo basalto y ofita-dolerita. Algunos afloramientos son casi kilométricos, como el situado al norte de Fuente Camacho, y muchos de ellos se explotan en cantera. Otros son tan solo bloques, algunos muy pequeños, con apenas un metro de diámetro, incrustados, bien en las bandas de yeso o bien en cualquier otro material. También existe un bloque de peridotitas bastante serpentinizadas con una continuidad de casi 100 m, situado al SE de Antequera, ya descrito por Morata (1993).

Al igual que en otras grandes masas triásicas de la Zona Externa Bética, la presencia de bloques netamente individualizados, sean de origen triásico o del resto del Mesozoico y del Terciario, no es extraña en el «Trías de Antequera». Dentro de los bloques de edad triásica destacan, al ser más duros, aquellos formados por carbonatos, en particular los de facies Muschelkalk y también otros más altos en la sucesión estratigráfica (formación Zamoranos de Pérez-López et al., 1992). Igualmente son abundantes bloques cuyo aspecto es del todo semejante a las dolomías y calizas del Lías inferior Subbético. Existen además otros del Lías medio-superior, formados por alternancias de margas, margocalizas y calizas, a veces de «filamentos» en todo comparables con idénticas facies del Subbético Medio. Términos más altos, del Jurásico superior, del Cretácico inferior, del Cretácico superior/Paleoceno y del Eoceno se encuentran igualmente. Además, en los contactos del «Trías de Antequera» con unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, tipo Flysch u otras, existen mezclas, de manera que hay bloques de estas unidades englobados en él.

Los bloques de rocas sedimentarias metamorizadas incluidos en el «Trías de Antequera».

La existencia de materiales metamórficos, formando bloques de tamaño variable – de hasta 500 m o más de longitud- tan solo se ha señalado en el «Trías de Antequera».

Estos bloques proceden de dos tipos de materiales: uno de ellos corresponde a calizas, margocalizas y margas, generalmente de tonos crema. El otro a arcillas, limos y areniscas rojos a violáceos que han desarrollado foliaciones definidas por micas blancas. Algunos presentan una foliación bien desarrollada con numerosos pliegues menores (Fig. 4 H) y netas recristalizaciones; en algunos la foliación es tan sólo incipiente, mientras que en otros solamente se observan pátinas brillantes y un leve aspecto esquistoso. Muchos de ellos, aunque algo metamorizados, son claramente asimilables a sedimentos propios del Trías.

En algunos bloques algo metamórficos se tiene constancia de que su edad es jurásica, cretácica o terciaria. En uno de ellos se ha encontrado un belemnite muy estirado y roto en facies que originalmente parecen del Lías superior-Dogger del Subbético Medio. En unas calizas nodulosas rojas, que lateralmente pasan a formar parte de un gran bloque de mármoles en los Ventorros de San José, se ha datado el Titónico con Calpionellas (Vera, 1969) y muy próximo a ese sitio Peyre (1974) dató el Lías superior-Dogger. Otro bloque, situado en la Cuesta del Romeral, 2 km al E de Antequera, tiene aspecto algo parecido al paleozoico maláguide, en el que Peyre (1974) encontró globigerinas de concha gruesa y globorotalias, que posiblemente sean del Eoceno inferior. Igual indica al respecto Pineda Velasco (1983). En otro bloque (de la Saucedilla – en la hoja de Archidona), tan solo

débilmente metamorizado, Peyre (1974) ha datado un posible Cenomaniense. En ese mismo bloque Pineda Velasco (1983) indica una datación del Maastrichtiense. En una muestra ahora estudiada se identifica *Contusotruncana contusa* que data el Cenomaniense.

Las brechas superiores.

Discordantes sobre cualquiera de los anteriores materiales, existen brechas/ conglomerados sedimentarios formados por cantos centimétricos a decimétricos, aunque pueden ser mucho mayores, de varios metros cúbicos. Afloran en muchos puntos (Fig. 2), pero muy especialmente en el sector al NE de Archidona y al NO de Loja donde pueden alcanzar localmente potencias de más de 50 m. Estas brechas se han incluido anteriormente en el «Trías de Antequera», sin distinguirlas del resto. Es evidente que no son triásicas, se han formado por la erosión de los anteriores materiales, pero tampoco son brechas actuales o subactuales pues en muchos puntos están afectadas por pliegues de tamaños decimétricos a hectométricos. Cuando no lo están pueden ser difíciles de distinguir de las brechas actuales. En algunos sectores están formadas fundamentalmente por cantos heredados de las calizas y dolomías triásicas y liásicas que pueden dar la impresión de ser niveles de calizas intercaladas. Estas brechas están localmente fosilizadas por sedimentos del Mioceno superior.

Estructura del «Trías de Antequera»

Las diversas formaciones sedimentarias presentes en el «Trías de Antequera» están profusamente mezcladas, pero esta mezcla se distribuye en dos conjuntos diferenciables en numerosos puntos (en algunos es difícil): hay una estructuración producida por un diapirismo y otra que corresponde a caídas gravitatorias, de tipo olistostrómico.

El conjunto formado por el diapirismo

Se trata de una mezcla tectónica, una «*melange tectónica*» (se entiende por *mélange* un conjunto cartografiado al menos a escala 1:24000 caracterizado por una falta de continuidad interna de los contactos- o de los estratos- y por la inclusión de fragmentos y bloques de todos los tamaños, tanto exóticos como nativos, embebidos en una matriz fragmentada, a veces muy fina; Raymond, 1984) (Fig. 2). En esta *mélange* la existencia de yeso y de sales tipo halita ha jugado un papel fundamental. Existen bandas de yeso, en la inmensa mayoría de las cuales se ha producido un flujo plástico, de manera que en ellas el yeso, quizás en su momento anhidrita, ha fluido y ha englobado multitud de elementos, originalmente interestratificados con él. En algunos puntos de estas bandas apenas si hay deformación (Fig. 3 A), mientras que en otros, aunque

se conserva en parte la laminación de bandas oscuras de calizas negras, ya hay un cierto flujo (Fig. 3 B), llegando en muchos puntos, en los que el flujo ha sido más fuerte, a un total estiramiento de las estructuras originales, de manera que los niveles más competentes interestratificados entre los yesos han quedado triturados, dando cantos de carbonatos, arcillas, arenas, limos, restos de ofitas e incluso algunos restos de niveles de yesos que han resistido más, etc. (Fig. 3 C a F), mientras que la mayoría del yeso ha actuado como cemento. Las bandas tectónicas de yeso tienen espesores, comprobados en algunos puntos, superiores a 200 m (la diferencia de altura de algunos barrancos en los que las bandas se ven casi horizontales y ocupan toda la ladera). Otras bandas están formadas por brechas de materiales triturados de tamaños centimétricos o incluso decimétricos cementadas por yeso, cuya proporción varía mucho: hay sectores en los que prácticamente todo es yeso y hay otros en los que es tan solo un cemento que cohesiona una brecha tectónica. Existen todos los pasos transicionales.

Alrededor de los cantos incluidos en los yesos, en los de tamaño centimétrico a decimétrico, se forman recristalizaciones con formas y posiciones equivalentes a halos de presión (esto ya fue indicado por Pineda Velasco, 1987). La total recristalización que han sufrido las bandas han impedido hasta ahora ver el sentido de desplazamiento, pero la dirección suele ser

próxima a la N-S, variando algo según sectores.

Todo este conjunto tectónico-diapírico forma una *mélange* tectónica, prácticamente un tectonosoma en el sentido de Pini, (1999).

El Olistostroma (Fig. 2):

Por encima de esta *mélange* existe otro conjunto que ha sufrido una resedimentación masiva y que se ha ido nutriendo de la *mélange*. Es parecido al anterior en muchos aspectos: litología, tipos de bloques, etc., pero suele intercalar niveles resedimentados en un ambiente continental, con brechas, etc. (Fig. 4 I), lo que supone en buena medida una caída gravitatoria en la cuenca. No la hemos observado bien desarrollada en la parte meridional pero hacia el norte, en el río Genil y en el último tramo del Riofrío, este olistostroma es cada vez más potente y contiene enormes bloques de cualquiera de los tipos antes descritos, incluidos bloques hectométricos, o mayores, de las bandas tectónicas de yeso antes descritas.

Esta diferenciación entre la *mélange* tectónica y el olistostroma ya fue hecha en cierto modo por Snoke et al. (1988) en el Atlas tunecino, quienes señalan que la formación de una matriz foliada de yeso se relaciona con el proceso diapírico en sí, mientras que posteriormente se forman brechas a partir de los anteriores materiales afectados por el diapirismo.

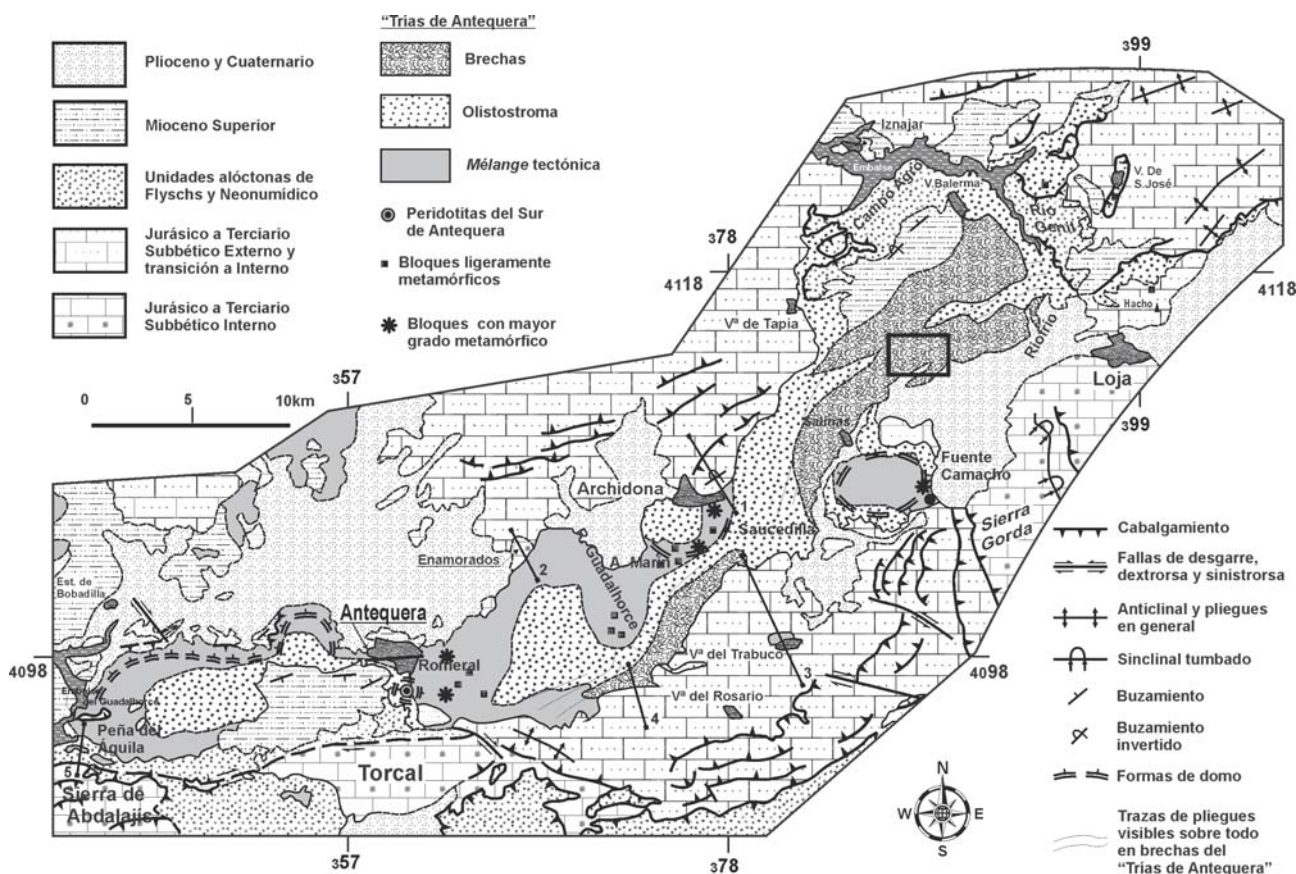


Figura 2.- Esquema geológico general del área en que se encuentra el «Trías de Antequera». Se muestra una distribución muy simplificada de los conjuntos diferenciados en el «Trías de Antequera». También se señala la posición de los principales bloques metamórficos y otros bloques singulares. Las coordenadas son UTM. Su situación puede verse en la Fig. 1. Se indican las posiciones de los cortes de la Fig. 5 y la de la Fig. 6.

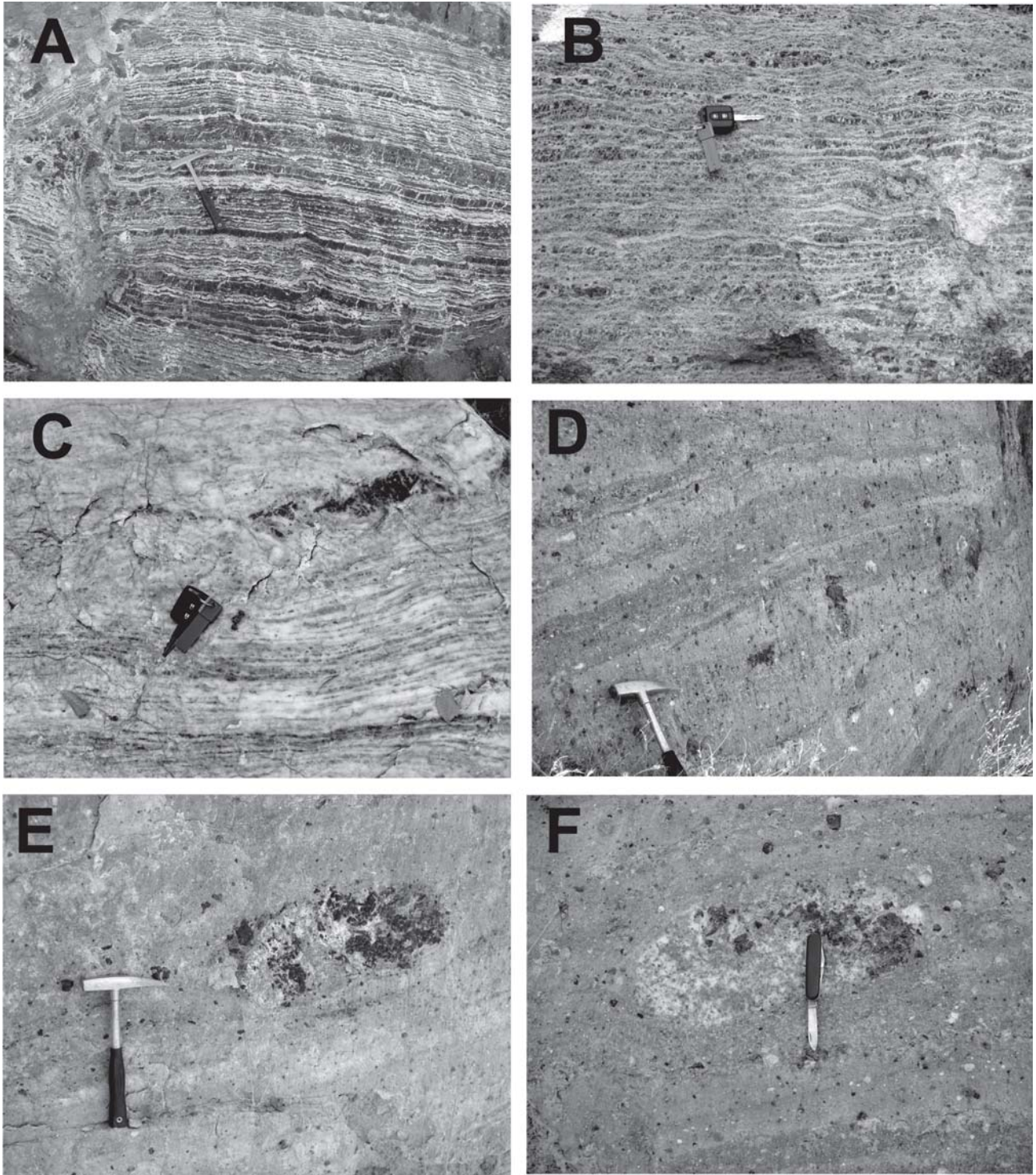


Figura 3.- A) Yeso interstratificado entre calizas negras. En éstas hay un cierto desarrollo de diaclasas de tensión. B) Ejemplo similar al anterior, pero las calizas negras han perdido gran parte de su continuidad y, donde se observan, presentan mayor desarrollo de diaclasas. C) En un proceso más avanzado se observa que el yeso interstratificado entre calizas negras ha fluido netamente y las bandas negras de calizas se conservan solo parcialmente. D) Banda tectónica formada fundamentalmente por yeso en el que se engloban restos de depósitos de diversa litología y origen además de restos de calizas negras. E y F) Detalles de la estructura de las bandas tectónicas.

Las brechas superiores, citadas en el capítulo anterior, generalmente se disponen sobre ambos conjuntos, pero se han observado puntos donde llegan a intercalarse en el olistostroma como un nivel sedimentario sobre el que cayeron nuevas avalanchas de materiales. En algunas ocasiones se han visto también niveles de estas brechas incorporadas como bloques en el olistostroma.

Estructuras que forman los conjuntos distinguidos:

a.- Formas de domo:

Son las bandas tectónicas de yesos las que forman el armazón de estas estructuras y a la vez las que condicionan buena parte del relieve del sector, salvo cuando éste se debe al encajamiento de los ríos. Hay dos grandes estructuras circulares ya citadas por

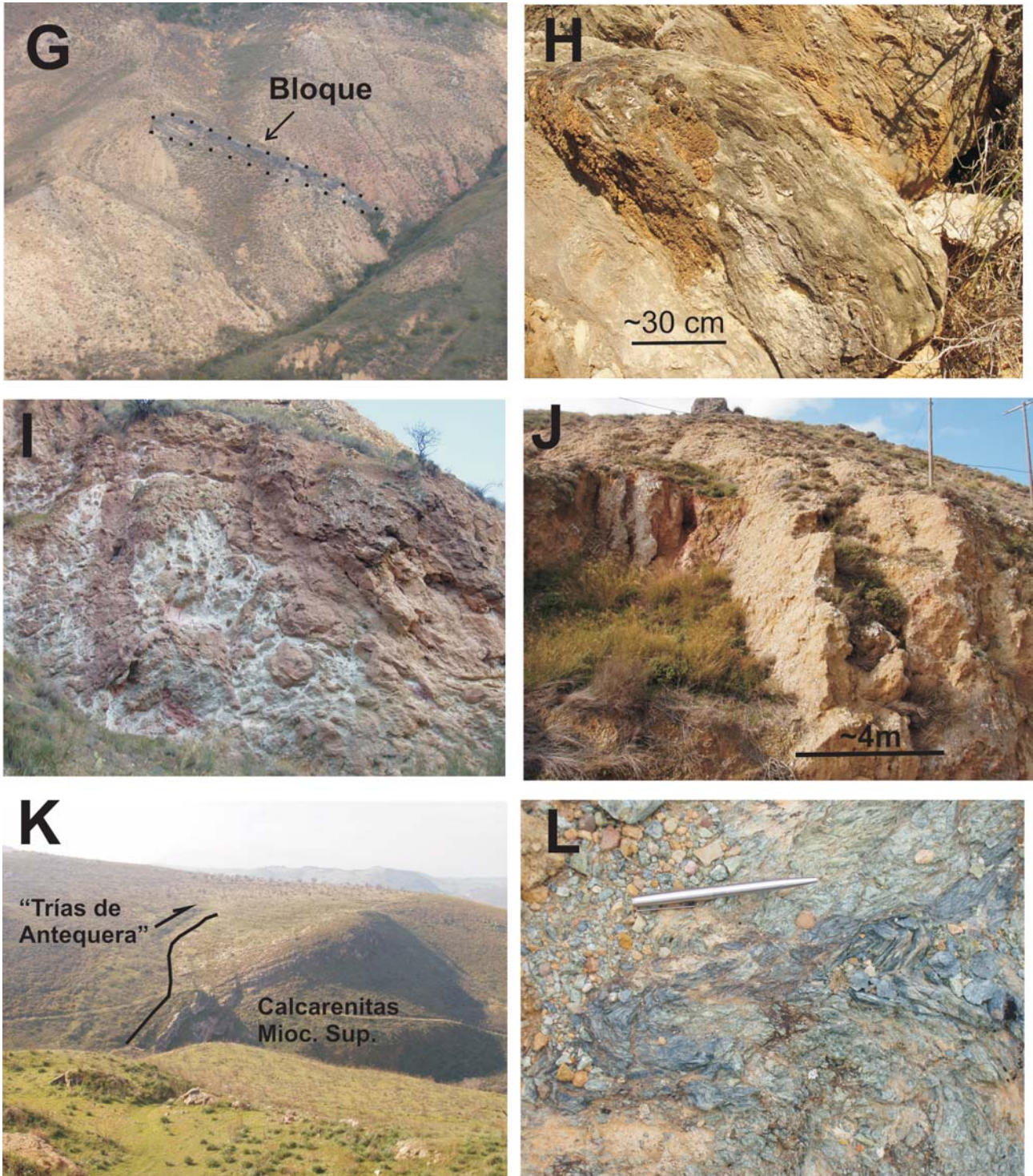


Figura 4.- G) Banda de yeso con bloques incluidos. El mayor, señalado en la foto, tiene de 40 a 50 m de longitud. H) Detalle de uno de los bloques metamórficos incluidos en el «Trías de Antequera». Pueden apreciarse la presencia de pliegues apretados bien dibujados por bandas metapelíticas incluidas en el mármol. El ancho de la foto es de unos 1,5m. I) Detalle de cantos y bloques del olistostroma. Estos son de pequeño tamaño en relación a otros bloques más difíciles de mostrar en una foto. El ancho de la foto tiene unos 20 m. J) Banda tectónica casi vertical, de dirección aproximada E-O, bien marcada en este caso por yesos. K) Cabalgamiento del «Trías de Antequera» sobre sedimentos del Mioceno superior en un sector situado unos 5 km al oeste de Antequera. L) Detalle de una de las numerosas cizallas que muestra el bloque de peridotitas serpentinizadas.

Pineda-Velasco (1983) a modo de enormes domos diapíricos: el del oeste de Fuente Camacho (Fig. 2) y el del sur de Archidona.

El domo del oeste de Fuente Camacho está muy bien definido. En su borde sur tiene algunos afloramientos calizos de Jurásico que hacen también el límite en ese sector del «Trías de Antequera». Por el NE este límite

está formado en parte por la Sierrecilla de Salinas que puede corresponder al Subbético Medio en tránsito al Interno. En las bandas de yeso que determinan la estructura se han formado numerosas dolinas y algunas lagunas, permanentes o no.

El domo del sur de Archidona está peor definido, sólo muestra lo que sería su borde sur y oriental y

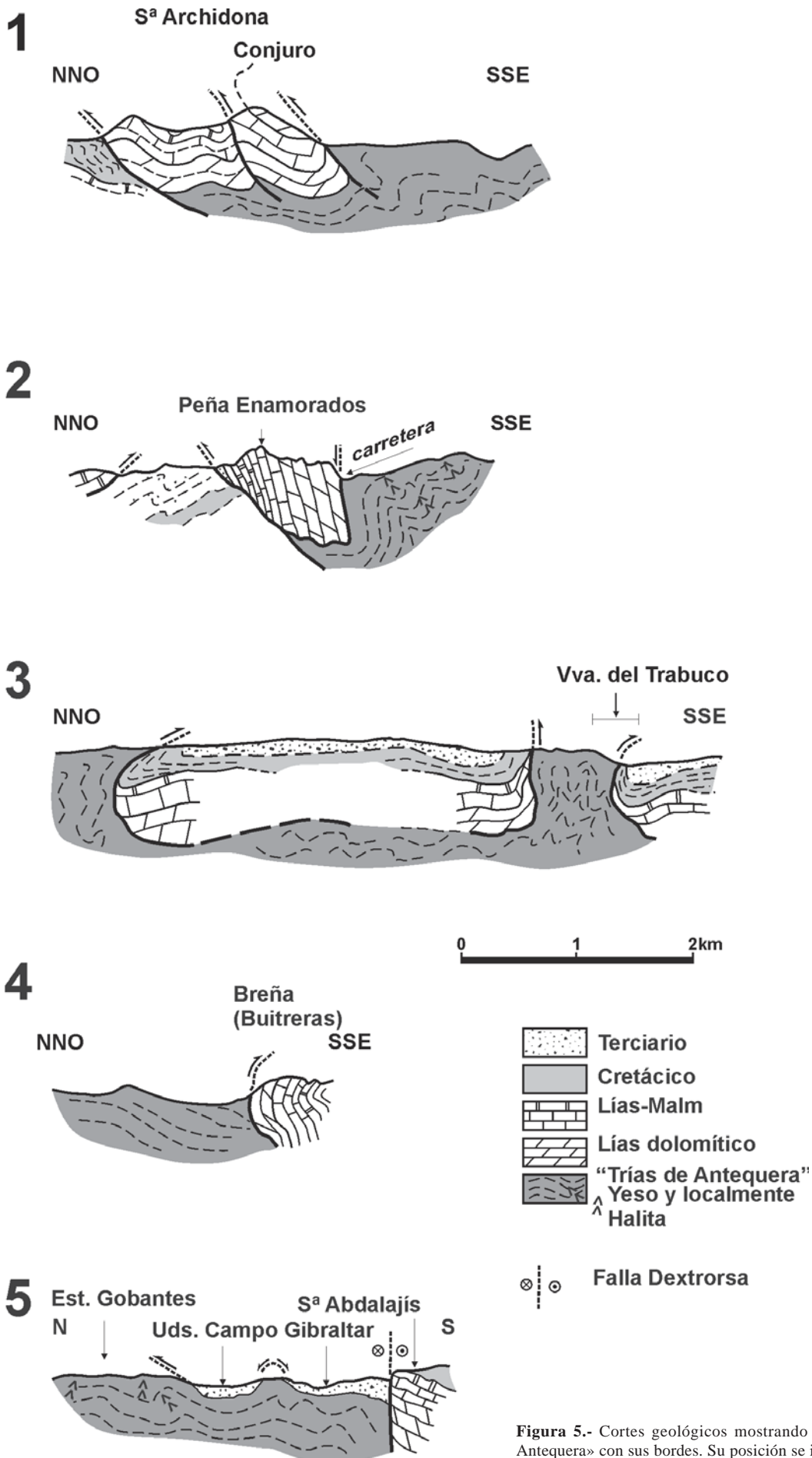


Figura 5.- Cortes geológicos mostrando la relación del «Trías de Antequera» con sus bordes. Su posición se indica en la Fig. 2.

podría tener una causa bien diferente. Al respecto, Lhénaff (1967) piensa que puede ser debida al encajamiento del arroyo Marín, más de 200 m, que facilitó el paso de anhidrita a yeso, lo que levantó el sector. De hecho en algunos puntos se observa que el buzamiento de las bandas de yesos es centrífugo con respecto al cauce del citado arroyo. Algo parecido sucede en el sector del río Guadalhorce, muy encajado poco antes de recibir al arroyo Marín.

Otra forma parecida a un domo se encuentra al oeste de Antequera, pero se describirá al tratar las deformaciones que afectan al Mioceno superior. En general, el borde del «Trías de Antequera» tanto al este como al oeste de esta localidad (Fig. 2) da un frente montañoso formado por la disposición de las bandas de yeso, sin que ahí constituyan una estructura de domo.

b.- Bandas de dirección E-O:

Se han observado unas bandas que aparecen sobre todo en la parte meridional en un sector que se sitúa al S y SO de Antequera, al norte de la Sierra de Abdalajís. A veces están formadas mayoritariamente por yeso, son prácticamente verticales y tienen una dirección aproximada E-O (Fig. 4 J), con espesores locales de varias decenas de metros. Las interpretamos como bandas tectónicas, simples fallas en muchos casos en las que generalmente no se ven estriaciones, pero cuando se observan suelen estar definidas por fibras de yeso y corresponden a movimientos de falla normal, oblicuos y de salto en dirección con sentido dextrorso. Cano Medina (1990) cita fallas normales haciendo parte de los contactos entre los Flysch y el Trías, con cierto carácter de desgarre.

c.- Estructuras en los bordes externos del «Trías de Antequera»:

En el sector de Archidona a Villanueva de Tapia las relaciones del «Trías de Antequera» con el Subbético Medio son bastante claras. La sierra de Archidona corresponde a un flanco invertido formado por calizas y dolomías del Lías inferior (Fig. 5, corte 1) (la inversión continúa hacia el NE) de manera que aparentemente el contacto con el «Trías de Antequera» sería normal, aunque la salida de material que se ha producido allí debe ser enorme. Aún así, la sucesión teórica de la serie estratigráfica se conserva aproximadamente. Lo que se puede deducir de ello es que el «Trías de Antequera» se enraiza en ese sector.

Una estructura similar tiene la Peña de los Enamorados situada entre Archidona y Antequera, pero su serie estratigráfica corresponde al Subbético Interno (Pineda Velasco, 1987) y además sus relaciones con el Subbético Medio, inmediatamente aflorante, parecen tectónicas. Habría que interpretar que es un enorme bloque de Subbético Interno, arrastrado y colocado en ese lugar (Fig. 5, corte 2).

En su borde SE, el «Trías de Antequera» está debajo del Jurásico en el domo de Fuente Camacho. Más al SO tiende a extravasarse y llega a superponerse al

Cretácico inferior e incluso al Terciario del Subbético Medio Meridional. En Villanueva del Trabuco hay un afloramiento diapírico de Trías de forma aproximadamente elíptica que sale «debajo» del Subbético Medio Meridional (Fig. 5, corte 3). Más al oeste, en Sierra de Buitreras, aún del Subbético Medio Meridional, las bandas de yesos se prolongan bajo los carbonatos del Lías inferior (Fig. 5, corte 4). Es decir, el «Trías de Antequera», aunque corta de forma oblicua al Subbético Medio Meridional, sale debajo de éste, si bien en algunos sectores llega a cabalgarlo.

En el sector del Torcal de Antequera y en la Sierra de Abdalajís el Trías está en contacto con el Subbético Interno que forma estas sierras. El contacto es tectónico: las calizas y dolomías que forman el armazón de esos relieves están cortadas netamente en su borde norte a lo largo de una dirección E-O, por una enorme falla. En buena parte del contacto se intercalan unidades de Flysch y otras del Campo de Gibraltar (Fig. 5, corte 5).

d.- Las deformaciones observables en las brechas superiores:

Particularmente en el borde noreste, al E y NE de Archidona, las brechas ocupan la gran mayoría de los afloramientos atribuidos al «Trías de Antequera». En algún punto pueden confundirse con brechas actuales o semiaactuales, pero en muchos otros puede afirmarse que no son recientes pues están netamente replegadas. Es obvio que los materiales subyacentes se han deformado pero son las brechas, más o menos horizontales en su origen, las que permiten ver bien los pliegues (aunque localmente se ven también sin que se conserven estas brechas). Estos se ven sobre el terreno y particularmente en fotos aéreas (Fig. 6) tal como ya indicó Peyre (1974) aunque sin citar que eran brechas las fundamentalmente afectadas. En cortes recientes de carreteras y pistas se ve el carácter de brecha de todos esos afloramientos. En algunos de ellos se pueden reconstruir los pliegues, anticlinales y sinclinales, pero en la mayoría de ellos tan sólo se puede ver su dirección. En conjunto, estos pliegues dibujan un arco (Fig. 2) que *grosso modo* es paralelo al contorno de las unidades subbéticas situadas al sur y por tanto su orientación va adaptándose a este arco. La longitud de los ejes de los pliegues es naturalmente variable, desde algunos pequeños decamétricos o menores a otros que superan largamente varios kilómetros, siendo estos los que dan el relieve señalado en la figura 6. Igualmente la separación entre los ejes, longitud de onda, es variable, si bien un valor medio de separación entre ejes anticlinales oscila entre 50 y 100 m.

e.- Deformaciones observables en el Mioceno superior próximo al «Trías de Antequera»:

Directamente al oeste y sur de Antequera, el Mioceno superior descansa discordante sobre el «Trías de Antequera», pero no se trata de una discordancia con las calcarenitas miocenas dispuestas en posición

horizontal sino que éstas buzan fuertemente y muy cerca de Antequera dibujan un sinclinal E-O. Ese contacto había sido interpretado (Martín-Serrano, 1982) como un cabalgamiento del Trías, pero en realidad éste se mete debajo de las calcarenitas, tal como se ve lateralmente y lo indica el buzamiento de las bandas tectónicas de yeso. Sin embargo, ese mismo autor señala varios cabalgamientos del Trías sobre el Mioceno superior que hemos podido comprobar (Fig. 2). Uno de ellos es muy claro (Fig. 4 K), pero debe tener un desplazamiento pequeño pues lateralmente el Mioceno superior queda discordante sobre el Trías. Más al oeste, al sur de La Bobadilla el Mioceno superior también está fuertemente plegado y de acuerdo con su buzamiento estaría cabalgado por el Trías, si bien el contacto no se ve por estar cubierto por derrubios. Hay que señalar que el sinclinal próximo a Antequera es E-O, pero los otros cabalgamientos tienen direcciones variables, tendiendo a formar domos bien marcados por las bandas de yeso que son las que controlan buena parte del relieve.

En la Sierra de Campo Agro, en el NE del «Trías de Antequera», junto a Ventorros de Balerna, las calcarenitas del Mioceno superior tienen una estructura casi horizontal que hacia el N y NE pasan a formar pliegues que en general son suaves y de direcciones variables. Sin embargo, hacia el SO forman progresivamente un flanco invertido bien dibujado en el paisaje. Las estratificaciones cruzadas de las calcarenitas prueban dicha inversión e, igualmente, dos fallas inversas visibles en una cantera del extremo sur tienen desplazamientos congruentes con la inversión. Más al E, Vera (1969) indica que el Trías del Hacho de Loja cabalga también a las calcarenitas.

Discusión: interpretación tectónica y origen del «Trías de Antequera»

La pertenencia del «Trías de Antequera» al Subbético Medio en su tránsito al Interno, ya fue referida por Pineda Velasco (1987). Para Peyre (1974) y Baena y Jerez (1982) serían la base del Subbético Interno. Con la descripción que se ha hecho de sus bordes se puede deducir que se enraza bajo el Subbético Medio cortándolo de una forma algo oblicua. Pero también es posible que el Subbético Interno haya suministrado parte de los materiales que ahora constituyen el «Trías de Antequera». El gran bloque de carbonatos del Subbético Interno de la Peña de los Enamorados favorece esta interpretación.

Es interesante la distribución de los dominios subbéticos en este sector: El Subbético Medio Meridional forma un arco (Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Sanz de Galdeano, 1996) (Fig. 2) que se adapta a la gran masa de la Sierra Gorda de Loja, un enorme afloramiento del Subbético Interno. En su prolongación hacia el SO el Subbético Medio se va adelgazando hasta que desaparece y el «Trías de Antequera» y unidades del Flysch se ponen en contacto

directo con el Subbético Interno del Torcal y de la Sierra de Abdalajís. No vuelve a aparecer hasta casi 55 km más al oeste. En todo ese tramo es el Subbético Interno el que se sitúa al sur de las grandes masas triásicas. Este adelgazamiento progresivo del Subbético Medio lo interpretamos como debido a la acción de desgarres dextrorsos, ya citados antes, que discurren por el norte de las sierras del Torcal de Antequera y de Abdalajís y que son paralelos al contacto entre la Zona Interna y Externa que se sitúa unos kilómetros más al sur (Sanz de Galdeano, 1990 y 1996).

Estos desgarres son congruentes con el desplazamiento de la Zona Interna hacia el oeste, que impactó de forma oblicua al Subbético, desorganizó su cuenca original, y provocó rotaciones horarias en las unidades subbéticas (Osete *et al.*, 1988; Platzmann *et al.*, 1992). Esto ocurrió a partir de finales del Burdigaliense inferior (Hermes, 1985; Sanz de Galdeano, 1990). Este impacto de la Zona Interna dio lugar en el sector de Antequera a la formación del conjunto de masas alóctonas triásicas, tanto la *mélange* tectónica – allí donde la compresión fue importante – como el olistostroma (con caídas gravitatorias, que a escala de la cordillera ocupa un volumen mucho mayor que la *mélange* tectónica). En el caso de Antequera, tras la formación de la *mélange* tectónica se formó el olistostroma, conforme ésta fue siendo expulsada hacia el exterior.

En su conjunto el Subbético se dividió en multitud de unidades tectónicas produciéndose a la vez una enorme salida de materiales triásicos que perdieron su organización original de forma casi total. Los sectores de salida del Trías fueron diversos y en no pocos casos oblicuos a las directrices paleogeográficas (Sanz de Galdeano, 1973). Debió ser un proceso «espectacular» que ocurrió a gran velocidad en relación con otros procesos geológicos. En la formación del olistostroma, los procesos de caída y resedimentación debieron sucederse sin pausa durante el Burdigaliense superior y buena parte del Mioceno medio. La propia *mélange* tectónica suministraba materiales al olistostroma.

El metamorfismo de algunos bloques ha hecho pensar que formaron parte del basamento tal como indican Snoke *et al.* (1988) para algunos bloques exóticos encontrados en diapiros de Túnez. Sin embargo, la litología y la fauna que presentan muchos de ellos, alguno datado como Eoceno inferior y del Cretácico, indican que no pertenecen a un supuesto basamento y que la edad del metamorfismo es terciaria al menos para los bloques de esta edad.

El origen de los bloques que fueron asignados a la Zona Interna (ver varios autores citados en antecedentes y Sanz de Galdeano, 1983), parece que hay que encontrarlo en el propio Subbético, incluso el de los bloques que muestran mayor intensidad metamórfica, tales como el de Fuente Camacho y varios del SE de Antequera. Sus facies son muy parecidas a las del Triásico superior de algunas unidades alpujarrides, pero su metamorfismo es menor y actualmente nos



Figura 6.- Vista aérea de parte de los pliegues formados en las brechas superiores. Aquí tienen una dirección aproximada NE-SO, curvando ligeramente. El ancho de la foto tiene 3,8 km de longitud. Su posición se marca en la Fig. 2.

inclinamos por su origen subbético. En otros casos esto no tiene duda, pues sus facies se pueden reconocer directamente como subbéticas. Teniendo en cuenta su litología y edad la mayoría son atribuibles al Subbético Medio o de transición al Interno. Esto es claro con los bloques de facies margosas que coinciden con las de ese dominio subbético, lo que no sucede con el Subbético Interno. Tampoco son comparables con los de la Dorsal, complejo que por otra parte en las Béticas no presenta metamorfismo salvo en la unidad de Las Nieves (al sur de Ronda) pero allí no afecta a niveles del Jurásico medio y más modernos. En otros se podría dudar de su procedencia dado que su litología, bien caliza, bien arenosa, puede corresponder a varios dominios.

La hipótesis por la que nos inclinamos para explicar su formación es la siguiente: el proceso de colisión oblicua de la Zona Interna con la Zona Externa,

producido a partir del Burdigaliense, debió pinzar lo suficiente a parte del Subbético, en el área del «Trías de Antequera», arrastrándolo a profundidades del orden de 12-15 km en las que se pudieron originar recristalizaciones metamórficas, seguidas por la exhumación de bloques formando la *mélange* tectónica y de inmediato por el proceso de formación del olistostroma que abarcó un tiempo mayor. La geometría de este sector, que forma un arco que abarca desde el oeste de Antequera a Loja, pudo tener también relación con el pinzamiento del «Trías de Antequera» y quizás con su posterior extrusión.

En esta hipótesis se resalta la importancia del diapirismo forzado por la tectónica, producido a partir del Burdigaliense. No significa ello que no se admita que haya habido antes procesos diapíricos en la Zona Externa. De hecho, Sanz de Galdeano (1973) cita resedimentaciones triásicas en niveles jurásicos y,

sobre todo, cretácicos en el Subbético Medio, producidas por fenómenos diapíricos. Existen además muchas citas de otros autores (Cruz Sanjulián, 1974; Baena *et al.*, 1981). Aún así, estimamos que el volumen de materiales triásicos extravasados es muchísimo menor que el que se produjo durante el Mioceno que es cuando la cuenca subbética original quedó destruida.

El anterior proceso no ha sido el último que ha deformado la región. Las deformaciones existentes en las calcarenitas del Mioceno superior, los cabalgamientos que han sufrido y los pliegues de las brechas sedimentadas sobre el Trías indican que ha habido al menos otro proceso de deformación. Deformaciones que afectan al Mioceno superior ya han sido descritas previamente en otros sectores, así en la cuenca de Granada (Rodríguez-Fernández, 1982; Estévez *et al.* 1982) o en la de Guadix-Baza, entre otras. En algunos puntos son deformaciones que afectan a parte de los materiales del Mioceno superior y no a los más altos, por lo que su edad queda bien determinada.

Los pliegues que afectan al Mioceno superior y a las brechas formadas a partir del «Trías de Antequera» no muestran una dirección constante. En algunos casos es casi E-O, tal como se observa directamente al SO de Antequera, pero en otros muchos es muy diferente, lo que interpretamos que se debe a una doble causa: a) la enorme plasticidad del Trías que vuelve a moverse un poco diapíricamente (aún sea en una escala muchísimo menor que durante el Burdigaliense-Mioceno medio) y «rebosa» por donde puede y b) la influencia de las estructuras previas, tal como la presencia de la enorme mole de la Sierra Gorda de Loja, que al ser empujada hacia el norte (junto al resto de las unidades subbéticas situadas en el arco cobijado al oeste de la misma), forma una orla de pliegues en su borde norte. De ahí la disposición de los pliegues en el «Trías de Antequera», particularmente visible en las brechas superiores, aunque en algunos sectores se observan en los conjuntos inferiores. Las estructuras en domo antes señaladas, probablemente se formaron en este episodio del Mioceno superior.

Con respecto al origen del bloque de peridotitas serpentinizadas del SE de Antequera, la explicación de Morata (1993) fue que podría haberse desprendido del frente de las peridotitas existentes en el sector de Ardales, quedando englobado en el «Trías de Antequera», pero la verificación de esta hipótesis requiere el estudio petrológico y geoquímico de ambos afloramientos que está actualmente en vía de realización por los autores. Este bloque se encuentra fuertemente tectonizado con gran cantidad de bandas de cizalla (Fig. 4, L).

Conclusiones

El «Trías de Antequera» se enraiza en el Subbético Medio y en parte al frente del Interno. Está formado fundamentalmente por dos conjuntos: uno constituido por una *mélange* tectónica, caracterizada por la

formación de bandas de materiales tectonizados, en particular por bandas de yesos con texturas de flujo y brechoides, y otro que corresponde a un olistostroma, que en el sector de Antequera y sobre todo en el conjunto de la cordillera alcanza enormes volúmenes. Encima, en el área de Antequera, se ha desarrollado una brecha cuya edad es posterior a la del olistostroma y anterior a los sedimentos del Tortoniense que en algunos puntos las cubren; quizás se formara a finales del Serravalliense.

Dentro de esos dos conjuntos hay bloques, algunos de tamaños enormes, de edad triásica a terciaria, la mayoría de origen subbético, pero algunos proceden de unidades alóctonas del Campo de Gibraltar.

Una característica particular del «Trías de Antequera» es la existencia de bloques que presentan metamorfismo de muy bajo grado, pero claramente perceptible. Alguno de esos bloques proviene de sedimentos datados como Eoceno inferior. Interpretamos que fue durante el Burdigaliense superior cuando el empuje de la Zona Interna destruyó la cuenca subbética comprimiéndola y pinzándola en el sector de Antequera, lo suficiente para originar las recristalizaciones metamórficas. La continuación del proceso diapírico-tectónico con la formación del olistostroma desmembró el sector afectado por metamorfismo y sus componentes ahora se encuentran esparcidos en este «Trías de Antequera». Por ahora no se han encontrado en ningún otro sitio.

Posteriormente, se depositaron brechas nutridas a partir del «Trías de Antequera» que fueron deformadas durante las compresiones del Mioceno superior. Estas compresiones que se hicieron notar en toda la cordillera, removilizaron en parte al Trías, en algunos puntos con deformaciones muy visibles, pero con una importancia muy inferior a las que se produjeron en el Mioceno inferior y medio. Los pliegues tan visibles en las brechas tienen una disposición que se adapta a la forma de las unidades subbéticas situadas al sur.

Agradecimientos

Este artículo es una contribución de la Acción Complementaria CGL2005-24177E/BTE. A. Caballero delineó las figuras. Agradecemos a los profesores A. Pérez-López y A. Crespo sus correcciones y sugerencias que han mejorado la presentación del trabajo.

Referencias

- Baena, J., Cruz-Sanjulián, J. y Del Olmo, A. (1981): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 1022 (Campillos)*. I.G.M.E., Madrid.
- Baena, J. y Jerez, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). *Instituto Geológico y Minero de España. Colección Informe*, 256 p.
- Blumenthal, M. (1931): Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et zones limitrophes (Andalousie). *Bulletin de la Société géologique de France*,

- 5: 23-94.
- Bourgois, J. (1975): Présence de breches d'origine sédimentaire a éléments de Cretacé au sein du Trias germanoandalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 17: 10951100.
- Bourgois, J. (1978): *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Thesis. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, 3e série, 30: 445 p.
- Cano Medina, F. (1990): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 1007 (Rute)*. I.G.M.E., Madrid.
- Chauve, P. (1968): Étude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 9: 235245.
- CruzSan Julián, J.J. (1972): Posición tectónica del Triás de Antequera en la transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, Región Occidental). *Cuadernos de Geología*. Granada, 3: 165180.
- CruzSan Julián, J.J. (1974): *Estudios geológicos del sector Cañete la Real Teba Osuna*. Tesis Univ. Granada, 71, 431 p.
- Delgado, F. y Sanz de Galdeano, C. (1981): Estudio geológico de la Sierra del Gibalto y sectores próximos (provincias de Granada y Málaga). *Estudios Geológicos*, 37: 69-75.
- Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1991): Petrología de la Hoja de Huelma del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, serie II, *Instituto Geológico y Minero de España*, 76 p.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les Chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoires du Bulletin de la Recherche Géologique et Minière*, 115, 67-85.
- Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 38: 5560.
- Fallot, P. (1927): Sur la géologie de la région d' Antequera (Andalousie). *Comptes Rendus de la Académie des Sciences*, 185: 1499-1501.
- Fallot, P., (1930): Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques. *Livre Jubilaire Centenaire de la Société géologique de France*, 279-305.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41: 157-176.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59: 155-168.
- Lhénaff, R. (1967): Problèmes géomorphologiques de la vallée du Guadalhorce (Andalousie). *Mélanges Casa de Velasquez*, 3: 5-28.
- Lupiani Moreno, E. y Soria Mingorance, J. (1985): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 1008 (Montefrío)*. I.G.M.E., Madrid.
- Martín-Serrano, A. (1982): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 1023 (Antequera)*. I.G.M.E., Madrid.
- Molina, J.M., Vera, JA y Gea, G.A. (1998): Vulcanismo submarino del Santoniense en el Subbético: Datación con nanofósiles e interpretación (Formación Capas Rojas, Alamedilla, provincia de Granada). *Estudios Geológicos*, 54:191-197.
- Morata, D. (1993): *Petrología y geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 430 p. (No publicada).
- Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R. (1988): Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52: 283-300.
- Perconig, E. (1960 62): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Livre Mémoire de Paul Fallot, Mémoire hors série. Société géologique de France*, 231256.
- Pérez-López, A. (1991): *El Triás de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 400 p.
- Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F. (2003): El diapirismo como factor esencial de resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Geotemas*, 5: 189-193.
- Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F. (2007): Paleogeography, facies and nomenclature of the Triassic units in the different domains in the Betic Cordilleras (S Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 254: 606-626.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 141-153.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N., Márquez, L. y Márquez Aliaga, A (1992): Caracterización y datación de una unidad carbonática de edad Noriense (Formación Zamoranos) en el Triás de la Zona Subbética. *Revista Sociedad Geológica España*, 5: 113-128.
- Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y Serrano, R. (2003): Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia). *Geotemas*, 5: 199-203.
- Peyre, Y. (1974): *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne)*. Lab. Géol. Méditerranéenne, Tesis Univ. Paris, 518 p.
- Pineda Velasco, A. (1983): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 1024 (Archidona)*. I.G.M.E., Madrid.
- Pineda Velasco, A. (1987): Sobre la geología de la región de Archidona y la pertenencia de la Alta Cadena al Subbético. *Studia Geologica Salmanticensis*, 24: 67-81.
- Pini, G. A. (1999): Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy; *Geological Society of America*. Special paper 335: 73 p.
- Platzman, E. y Lowrie, W. (1992): Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 108: 45-60.
- Portugal Ferreira, M., Morata, D. Puga, E., Demant, A. y Aguirre, L. (1995): Evolución geoquímica y temporal del magmatismo básico Mesozoico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 51: 109-118
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Nieto, J.M. (2002): «Tectonostratigraphic subdivisión and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: A review» *Geodinamica Acta*, 15: 23-43
- Puga, E., Morten, L., Bondi M., Bargossi J.M., Ruiz Cruz M.D., Díaz de Federico A. 1983. Metamorphosed «ophites» from Archidona region, Subbetic Zone (Spain). *Estudios Geológicos*, 39, 307-317.
- Puga, E., Van de Fliert, J.R., Torres Roldan, R.L. & Sanz de Galdeano, C. (1988): Attempts of whole-rock K/Ar dating of

- Mesozoic volcanic and hypoabissal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain): A case of differential argon loss related to very low-grade metamorphism. *Estudios Geológicos*, 44, 47-59 .
- Raymond L. A. (1984): Classification of mélanges. Geological Society of America. Special Paper 198, 7-20.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 224 pp.
- Roldán García, F. J. (1994): Evolución neógena de la cuenca del Guadalquivir. Tesis. Univ. Granada.
- Roldán García, F.J. y García Cortés, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (Provincias de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, 1: 189-192.
- Roldán García, F., Lupiani Moreno, E. y Jerez Mir, L. (1992): *Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja nº 927 (Baeza)*. I.G.M.E., Madrid.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal JaenFraile (Provincia de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 83: 273 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1996): The E-W segments of the contact between the External and Internal Zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (A combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52: 123-136.
- Sanz de Galdeano, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)*. Monográfica Tierras del Sur. Univ. de Granada, 316 p.
- Snoke, A., Schame, S., Karasek, R.M. (1988): Structural evolution of Djebel Debabib anticline: a clue to the regional style of the Tunisian Atlas. *Tectonics*, 7: 497-516.
- Staub, R. (1926): Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahrschr. de Naturf. Ges.* Zürich, 71: 196-261.
- Staub, R. (1934): Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierteljahrschr. de Naturf. Ges.* Zürich, 79: 271-332.
- Vera, J.A. (1969): Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 72: 187 p.
- Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 890 p.

Manuscrito recibido el 16 de junio de 2008
Aceptado el manuscrito revisado el 1 de diciembre de 2008