

1.- INTRODUCCIÓN

La circular 1/2005 que regula el procedimiento para la aprobación y seguimiento de proyectos del IGME, define en su apartado 3, en el marco de la actividad científico-técnica del IGME, dos tipos de proyectos denominados genéricamente: de infraestructura y de investigación y desarrollo. Esa misma circular en su apartado 4, establece que la presentación de propuestas de proyectos de investigación y desarrollo responderá a las convocatorias que a tal fin efectúe el Director General, previa aprobación de las mismas por el Comité de Dirección.

Así pues, se presentó el Proyecto: **Análisis de la estratigrafía, estratigrafía sísmica y tectónica de los olistostromas y tectonosomas en la Cordillera Bética. Evolución de cuencas neógenas y su relación con el Orógeno Bético.**

El Proyecto objeto de esta memoria corresponde a Investigación y Desarrollo y fue aprobado en 2006.

Desde que se reiniciara la cobertura del programa del Plan MAGNA hacia la década de los 80, en la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir muchos han sido los trabajos publicados en estos ámbitos geográficos, pero no existían hasta el momento publicaciones que aborden de manera directa la génesis y formación de olistostromas y tectonosomas. Tampoco cartografías que identifiquen la distribución de los mismos y sus relaciones con el Orógeno Bético y las implicaciones de estos en el relleno de cuencas sedimentarias neógenas.

Con la creación del Proyecto GEODE (Mapa Geológico Continuo Digital) se abrían unas expectativas en cuanto a la renovación e innovación de las cartografías más antiguas y su adaptación a otras más modernas. Distintos trabajos de investigación, de una parte del equipo que integra el Proyecto, así como las adaptaciones cartográficas efectuadas en los últimos años, sugerían que se debía de ahondar con mayor criterio científico en un área que podía ofrecer un gran impacto renovador en el conocimiento de la Cordillera Bética.

1.1.- ANTECEDENTES TECNICOS

Los términos Olistostromas y Tectonosomas han sido usados aunque con otras denominaciones, en algunos trabajos de distintos autores y en algunas cartografías geológicas realizadas en el ámbito de la Cordillera Bética y especialmente en la Cuenca del Guadalquivir.

La unificación de las cartografías del antiguo Plan MAGNA mediante el Proyecto GEODE (Mapa Geológico Continuo Digital), ha condicionado la realización de este Proyecto para poder explicar genéticamente estos términos y el sentido paleogeográfico a escala de la Cordillera Bética y cuencas neógenas asociadas.

Desde que se inició en la década de los 50 del siglo pasado la investigación de hidrocarburos en la Cuenca del Guadalquivir, el conocimiento en cuanto a su relleno sedimentario ha ido evolucionando, auspiciado por la gran cantidad de datos de subsuelo que han suministrado tanto la información sísmica como la de sondeos mecánicos. La identificación de secuencias deposicionales separadas por discontinuidades estratigráficas o sus correlativas paraconformidades, ha permitido establecer la arquitectura estratigráfica de esta Cuenca, considerada como una cuenca de antepais (foreland basin, Portero y Alvaro, 1984).

Dentro de estas secuencias deposicionales aparece una estructura en forma de manto que origina truncaciones estructurales en las secuencias del Mioceno superior, a la vez que

es sellado por estas mismas en función de la posición que ocupa en la cuenca. Este manto se ha denominado olistostroma del Guadalquivir y diferentes autores lo han considerado de edad Tortoniense superior. Dicho Manto constituye gran parte del borde activo de la cuenca del Guadalquivir (Perconig, 1964).

En trabajos de investigación más recientes (Roldán, F.J., 1988, 1991 y 1995), se interpreta que este Manto se trata de una cuña o lámina de acreción, que comporta en su interior varias secuencias o unidades deposicionales, una de carácter gravitacional compuesta por elementos pertenecientes al Terciario y Mesozoico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Roldán, 1988), y otras pertenecientes al relleno de la Cuenca del Guadalquivir que han sido transportadas sobre un sustrato móvil (cuencas de *piggy back*, Roldán, F.J. y Rodríguez-Fernández, J., 1991).

La revisión cartográfica que se ha llevado a cabo en el ámbito de las Béticas (GEODE), ha puesto de manifiesto la existencia de unidades consideradas como pertenecientes a los dominios de las Zonas Externas (fundamentalmente Subbético), tanto terciarias como mesozoicas, que tienen relación con los olistostromas o Unidad Olistostromática (Roldán, 1988, Roldán, et al., 1991 y Roldán, F.J., 1995) y cuya edad está vinculada al relleno de las cuencas neógenas que están al Norte de las Zonas Externas. Al mismo tiempo, se han detectado unidades tectónicas relacionadas con la anterior y que tienen un marcado carácter tectónico, ya que están constituidas por secuencias muy deformadas y mezcladas de materiales jurásicos, cretácicos, paleógenos y del Mioceno inferior. Estas unidades, separadas cartográficamente en algunas hojas del Plan MAGNA (Cuevas del Campo, 971 y Pozo Alcón, 949, Roldán 2006 e inédita respectivamente) se les han denominado *tectonosomas* (Roldán et al, 2004).

1.2.- OBJETIVOS DEL PROYECTO

El objetivo básico del Proyecto era crear una metodología de trabajo que permitiera, entre otras cosas analizar, caracterizar y diferenciar olistostromas y tectonosomas. Estos términos han sido usados con otras denominaciones en algunas cartografías geológicas en la Cordillera Bética.

Era necesario disponer de un método que ya fuera utilizado en otras cordilleras alpinas de evolución geológica parecida, y cuyo uso pueda ser entendido y utilizado por la comunidad científica para la realización de cartografías coherentes y pudieran ser interpretadas de forma aceptable.

Esto conllevaría que las interpretaciones de los rasgos estratigráficos y tectónicos, basadas en cartografías antiguas, puedan ser sustancialmente mejoradas.

Por otra parte, la recopilación de datos de subsuelo elaborados, en algunos casos con fines de investigación de hidrocarburos, y en otros por el equipo investigador, ha contribuido a un mejor conocimiento de la distribución de distintas unidades geológicas

1.3.- METODOLOGÍA UTILIZADA

Los términos de olistostromas y *arcilla esquistosa o escamosa* fueron definidos en Sicilia y en la Cadena Apennínica hacia los años 50 del siglo pasado. El término *arcilla esquistosa* ha sido ampliamente usado en la literatura geológica italiana, para la denominación de unidades estructurales, unidades tectonoestratigráficas o bloques dentro de una matriz (fábrica) con mezcla de diferentes rocas (Merla, 1952; Maxwell, 1959; Hsü, 1965; Page, 1963).

Estos atributos explican el uso de distintos términos como son: Complejo Caótico,

Complejo Indiferenciado, Complejo Caótico Heterogéneo, etc, para indicar rocas similares dentro de la Cadena Apennínica (Bailey y McCallien, 1963; Abbate y Sagri, 1970; Bocacaletti y Coli; 1982). En la Cordillera Bética se han dado otras denominaciones como son *arcillas con bloques* (Bourgois, 1978) o el propio Olistostroma del Guadalquivir (Perconig, 1964) o Complejos Olistostrómicos Subbéticos (Vera, 2004).

En la *arcilla esquistosa* se han identificado secuencias de estratos de origen marino, definidos como olistostromas por Flores (1955 y 1956). El término olistostroma es generalmente utilizado para indicar productos deslizados gravitacionalmente, principalmente relacionados con flujos de cantos o masas arcillosas, asociados a cuñas o láminas de acreción en cinturones orogénicos y secuencias de márgenes pasivos (Hoedemaeker, 1973; Moore y Karig, 1976; Abbate et al, 1981; Raymond, 1984; Jeanbourquin, 1994; Orange y Underwood, 1995; Steen y Andersen, 1997).

El eslabón conceptual entre olistostroma y *arcilla esquistosa*, según los autores italianos, se ha mantenido siempre o al menos no se ha excluido nunca. Sin embargo, las características texturales de los olistostromas frecuentemente ha sido confundida con algunas de las peculiaridades de la *arcilla esquistosa*, como ha sido su propia fábrica de aspecto hojoso. Este término lleva implícito una fábrica de bloques dentro de una matriz muy tectonizada, disrupción de estratos y otros atributos de esas mezclas originadas por tectónica gravitacional o por mecanismos sedimentarios como son los procesos de flujo en masa (Rigo y Cortesini, 1964; Abbate et al, 1981a; Aalto, 1982; Cowan , 1985).

En el Norte de los Apeninos el término de *arcilla equistosa* ha sido bien estudiado y ha podido ser subdividido en:

- a) Formaciones fuertemente deformadas con una fábrica claramente esquistosa son los *tectonosomas*.
- b) Cuerpos sedimentarios emplazados por flujos de cantos o avalanchas con secuencias de estratos bien definidas son los olistostromas.
- c) Unidades sedimentarias normalmente estratificadas.

El criterio para distinguir olistostromas de tectonosomas, en el conjunto de bloques y matriz, deriva de Pini (1987a y 1987b) y de Castellarini y Pini, 1989). Los objetivos que siguen son los siguientes:

- Se revisa el marco tectónico de las láminas de acreción y su evolución, manteniendo los conceptos y la nomenclatura observada para las unidades caóticas y *arcilla esquistosa*.
- Se indican las características de la fábrica, composición y disposición, para facilitar la diferenciación entre olistostromas y tectonosomas.
- Se describe el mecanismo de disrupción de estratos y la evolución estructural de los tectonosomas del borde del Orógeno Apennínico.
- Se describe el mecanismo de la génesis de los olistostromas, basado en ejemplos actuales en frentes de cabalgamiento y diapiros de barro.

1.4.- EQUIPO DE TRABAJO

Dado el carácter multidisciplinar que el Proyecto requería se ha contado con especialistas en distintas disciplinas. Con personal propio del IGME, de varias universidades españolas y del CSIC. A continuación se describe el equipo.

- Francisco Javier Roldán García. Investigador Principal y Coordinador del equipo. IGME.
- Carlos Marín Lechado. Geofísica, digitalización y modelización. IGME
- Ángel García Cortés. Paleontología y Geología Regional. IGME.
- Jesús Galindo Zaldívar. Tectónica y Sísmica. Universidad de Granada.
- José Miguel Azañón Hernández. Tectónica. Universidad de Granada.
- José Rodríguez Fernández. Estratigrafía, Sedimentología y Geofísica. Instituto Andaluz CC. de la Tierra (CSIC).
- Guillermo Booth Rea. Tectónica. Universidad de Granada.
- Ana Ruiz Constán. Geofísica. Universidad de Granada.
- José Antonio Martín Pérez. Micropaleontología: Nannoplancton. Universidad de Granada.
- Francisco Serrano Lozano. Micropaleontología: Foraminíferos. Universidad de Málaga.

2.- GEOLOGÍA

El área de estudio se inscribe en un marco geológico que comporta una historia que acontece desde hace más de cuatro mil millones de años, articulándose entre dos grandes dominios geológicos: El Macizo Hespérico o Ibérico y La Cordillera Bética (Figura 2-1).

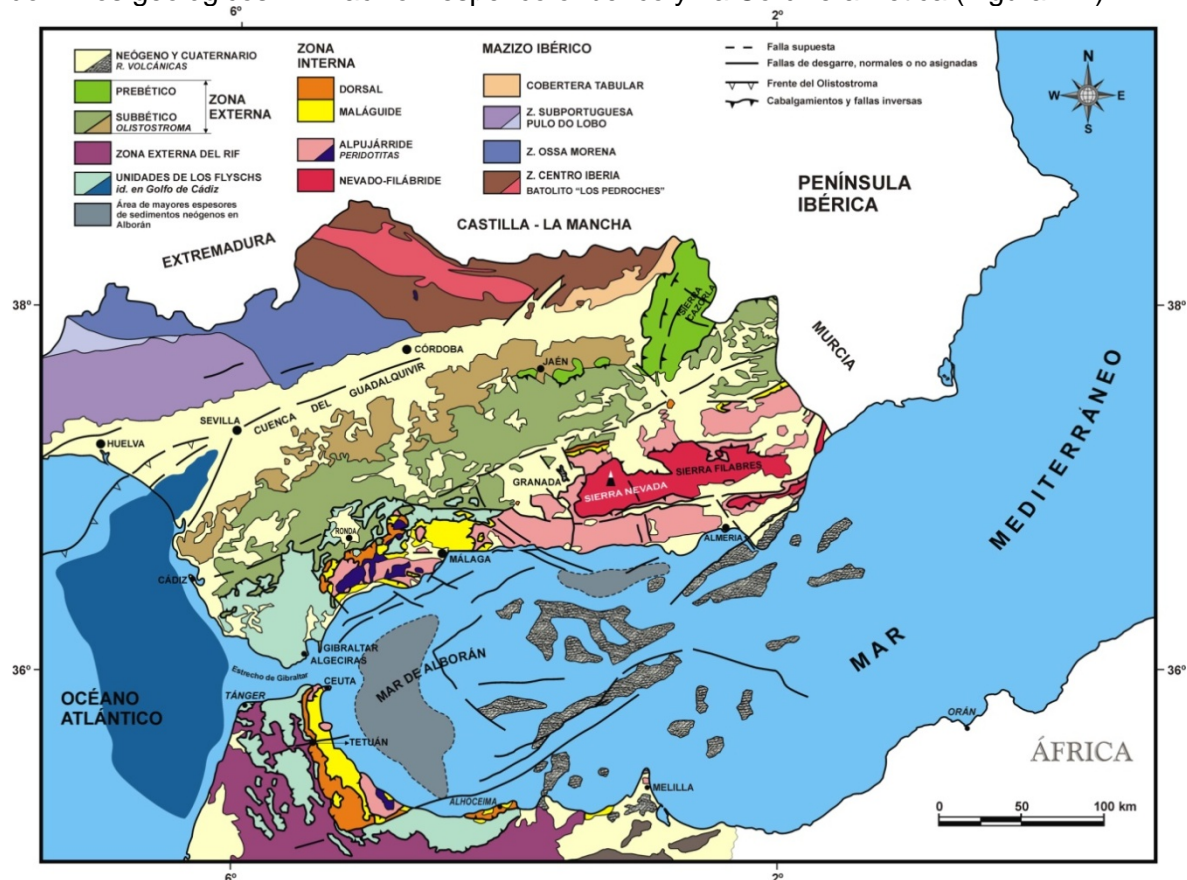


Figura 2-1. Marco Geológico General (Macizo Ibérico y Cordillera Bética en el ámbito del Mediterráneo Occidental)

Los afloramientos de rocas proterozoicas y paleozoicas que ocupan de forma casi exclusiva la mitad centro occidental de la Península Ibérica, reciben en su conjunto la denominación de Macizo Ibérico, Hespérico o Várisco. Dicho Macizo constituye la representación más extensa y meridional de la Cadena Hercínica Europea (Margen Suribérico), que se estructuró durante la colisión de los dos continentes existentes en este tiempo: Gondwana y Laurentia.

Por otro lado, La Cordillera Bética representa la rama más occidental de las cadenas alpinas perimediterráneas y se ubica entre dos grandes áreas de corteza varisca: El Macizo Ibérico al norte y el Atlas al sur. Aunque las deformaciones tectónicas de esta Cordillera se iniciaron en el Cretácico con la formación de los relieves, los que actualmente se observan son consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas africana y europea desde el Mioceno superior.

Tradicionalmente se ha dividido la Cordillera Bética (Figura 2-2) en tres dominios tectónicos:

- Zonas Externas (Dominio Suribérico)
- Zonas Internas (Dominio de Alborán)
- Complejo del Campo de Gibraltar.

Relacionados con estos dominios geológicos existen cuencas sedimentarias de edad Neógeno, que participaron en la estructuración de esta Cordillera.

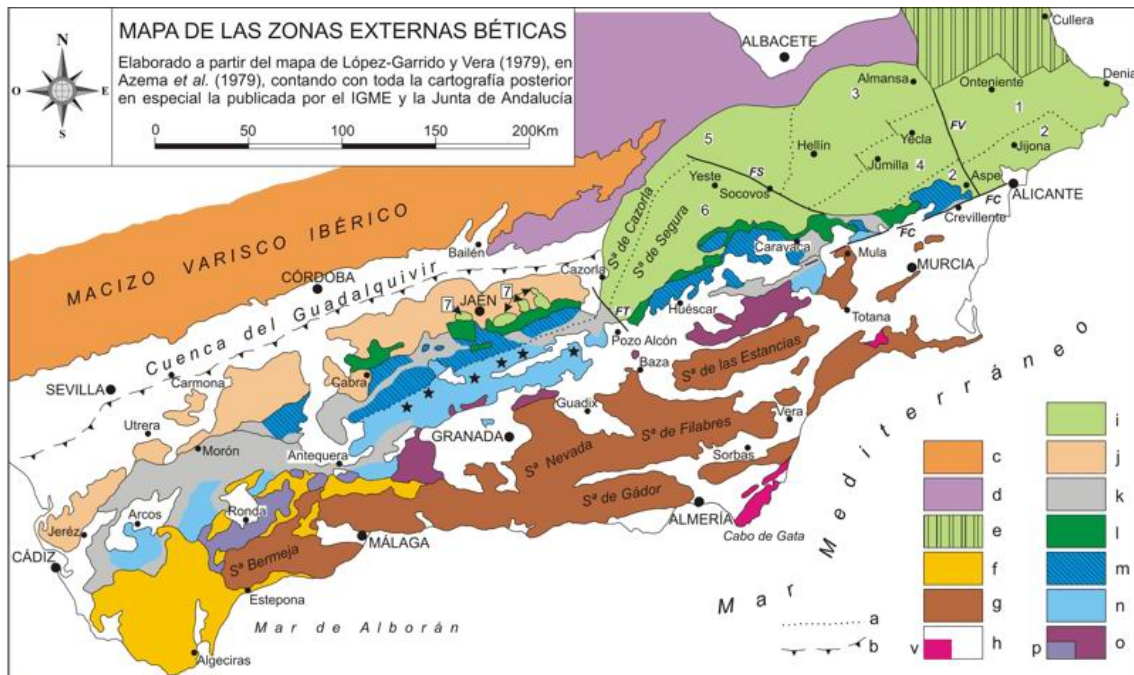


Figura 2-2.- Síntesis geológica de las Cordilleras Béticas. f) Unidades del Campo de Gibraltar; g) Zonas Internas; h) Cuencas Neógenas; i) Prebético (Zonas Externas); j,k) Unidades de carácter gravitacional, entre Subbético y C. Guadalquivir; l, m,n) Subbético (Zonas Externas); o) Dorsal. (Tomado de Vera, 2004. "Geología de España". SGE-IGME. Madrid)

2.1.- ESTRUCTURA DEL ORÓGENO ALPINO

La evolución del Macizo Ibérico y los fragmentos adyacentes de la Cadena Hercínica con posterioridad a la ruptura poshercínica, estuvo controlada por los siguientes eventos mayores: Una etapa pre-*rifting* que comprende el Triásico y Lías Superior; una etapa *rifting* en el Lías Medio; una etapa de deriva durante el Malm en la que comienza la separación de la Subplaca Africana y de América del Norte, de nuevo una etapa *rifting* de edad Jurásico terminal-Cretácico basal con apertura del Golfo de Vizcaya e individualización de la Subplaca Ibérica de la Europea y una etapa de deriva al final del Cretácico Superior con migración de la subplaca del Atlántico Norte.

A continuación le sigue una etapa de margen convergente que se inició durante el tránsito Cretácico-Paleoceno. La etapa colisional de las subplaca Ibérica con la africana y europea entre el Paleozoico y Mioceno Inferior. En este proceso colisional al final del Oligoceno, el límite de placa se traslada a su posición actual en el Dominio de Alborán. Durante el Mioceno Inferior al Plioceno se produce la apertura de las Cuencas Balear y Tirreniense.

En la etapa colisional del Orogeno Alpino Ibérico se estructuraron las Cordilleras del Margen Noribérico (Pirineos Vasco-Cantábrico, Asturias y Margen Gallego), las Cordilleras del Margen Oriental (Cordilleras Costero-Catalanas y Cordillera Ibérica), La Cordillera Bética en el Margen Meridional y la Cuenca Lusitánica en el margen pasivo occidental ibérico.

La Cordillera Bética se sitúa en el margen meridional de la Placa Ibérica cuya evolución fue similar a la de los otros márgenes del Sistema Alpino Mediterráneo. Durante el

Mesozoico tuvo una evolución de margen pasivo con fallas transformantes asociadas. A partir del Paleoceno, pasó a margen convergente. Durante el Mioceno inferior tuvo lugar la colisión continental entre el Bloque de Alborán y el Margen Ibérico lo que junto a la acción de importantes fallas en régimen transcurrente originarían la estructuración de esta Cordillera.

De esta forma, en las Cordilleras Béticas se distinguen de Norte a Sur dos grandes dominios corticales: El Suribérico o Zonas Externas (Prebético, Subbético y Penibético) y el Dominio de Alborán o Zona Interna (Complejos Frontal de las Zonas Internas Béticas, Malaguides, Alpujarrides y Nevado-Filabrides).

En el Dominio Suribérico y desde la Cobertera Tabular al norte, constituida fundamentalmente por series detríticas rojas del Triásico, discordantes sobre el Paleozoico y Proterozoico del Macizo Ibérico, hasta el contacto al sur con los materiales del Dominio de Alborán, se distinguen además de dicha cobertera, las zonas Prebética y Subbética con rasgos tectoestratigráficos definidos.

En general la estructura de las Zonas Externas corresponde a la de una cobertera despegada a nivel del Triás, plegada y con una secuencia de cabalgamientos que afectan a las zonas Subbética y Prebética. Estos cabalgamientos tienen vergencia norte si bien en sectores meridionales de la zona se dan vergencias al sur.

En el Prebético se estructura en escamas y pliegues vergentes al noroeste que pasan de direcciones Este-Oeste a N-S en la curvatura del arco de Cazorla. Hay también fallas de desgarre N120E, y en el tránsito al Subbético, cabalgamientos con vergencia norte a noroeste.

La estructura de la Zona Subbética es bastante compleja. Hacia el norte cabalga a la Zona Prebética y se configura con cabalgamientos y mantos de corrimiento con vergencia norte así como pliegues de dirección N80E e igual vergencia. Algunos mantos superaron en su traslación los límites del Prebético y llegaron a la Cuenca del Guadalquivir, que se incorporaron al relleno de dicha cuenca durante el Mioceno superior.

Hacia el límite con las Zonas Internas los mantos y pliegues tienen con frecuencia vergencia sur. El contacto de ambas zonas es normalmente un cabalgamiento de las Zonas Internas sobre las Externas o bien un contacto subvertical mecanizado.

2.2.- ZONAS INTERNAS-DOMINIO DE ALBORÁN

El sector más occidental de la Cadena Alpino-Mediterránea está representado por las cordilleras Bética y Rifeña (Figura 2-3). Entre ambas cadenas se sitúan el Mar de Alborán constituido por corteza continental adelgazada que hacia el Este, pasa a la Surbalear y de ésta, a la Cuenca Argelina de naturaleza oceánica.

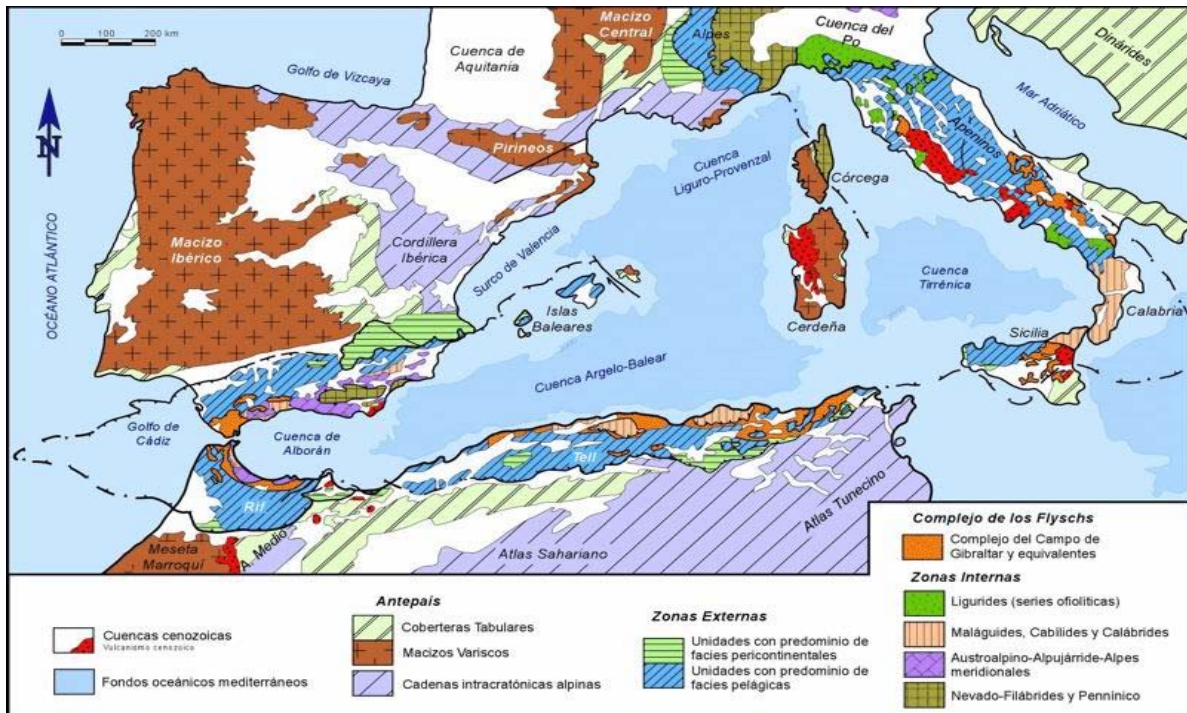


Figura 2-3. Situación de la Cordillera Bética en el Mediterráneo Occidental (tomado de Vera, 2004)

Ambas cordilleras, las más occidentales de las cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental, han sido divididas en dos zonas: Las Zonas Internas y las Zonas Externas. Las primeras pertenecen al denominado Dominio de Alborán, que tras su fragmentación una de sus partes derivó al SO hasta colisionar con los márgenes continentales de Iberia y África. Las Zonas Externas representan la sedimentación mesozoica de los paleomárgenes suribérico y norafricano respectivamente, con distintas características tectosedimentarias..

El Dominio de Alborán, está constituido por varios complejos, tectónicamente superpuestos diferenciándose en que unos están formados por rocas paleozoicas y mesozoicas, y otros por rocas mesozoicas y/o terciarias. Estos son en orden ascendente respecto de su posición tectónica (Figura 2-3):

- Complejo Nevado-Filábride
- Complejo Alpujarride
- Complejo Maláguide
- Complejo frontal de las Zonas Internas

Solamente en los tres primeros complejos puede diferenciarse un basamento paleozoico y una cobertera mesozoica, más o menos adelgazada.

Las Unidades del Campo de Gibraltar corresponden a los sedimentos de un antiguo surco profundo situado en una posición paleogeográfica entre las Zonas Internas y Externas, dicho surco, en parte desenraizado y colocado tectónicamente entre ambas, está fragmentado y tiene carácter discontinuo (Dominio del Surco de los Flyschs).

2.3.- LAS ZONAS EXTERNAS: PREBÉTICO Y SUBBÉTICO

Dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética se distinguen dos grandes dominios geológicos denominados: Zona Prebética y Zona Subbética, La primera corresponde a los sedimentos depositados en las partes más próximas la antepaís ibérico,

con facies marinas somera e incluso continentales. La segunda corresponde a las áreas del pelemargen más distales o alejadas del continente y fragmentada y compartimentada a partir del Carixiense en surcos profundos adyacentes a umbrales más someros con series condensadas y superficies de discontinuidad frecuentemente carstificadas.

2.3.1.- EI PREBÉTICO

El Triásico de la Zona Prebética presenta facies similares a las de la Zona Subbética, pero con distinto registro estratigráfico. La cobertera tabular (facies conservadas más próximas al continente) se caracteriza por presentar facies fluviales de conglomerados areniscas y arcillas rojas, con algunos niveles de carbonatos epicontinentales intercalados. La potencia de los sedimentos puede llegar incluso a superar los trescientos cincuenta metros y transiciona a las facies de tipo Bundsandstein.

Sobre el conjunto descrito se depositaron carbonatos de facies Muchelkalk constituidos por dolomías a la base, calizas, calizas nodulosas, margosas y margas alternantes al techo. Su edad es Ladiniense superior-Carniense. Su medio de depósito corresponde a facies de plataforma tipo rampa con facies de bivalvos de aguas someras.

Sobre las facies carbonatadas se depositaron facies de tipo Keuper de arcillas abigarradas y evaporitas.

En el Prebético, el Jurásico está igualmente bien representado en toda su extensión (provincias de Jaén a Albacete), manifestándose con facies más uniformes que las de la Zona Subbética.

El Jurásico de la Zona Prebética aflora fundamentalmente en las zonas de las Sierras de Cazorla y Segura, así como en gran parte de la extensión de la provincia de Albacete y parte de la de Alicante.

En líneas generales la serie sintética más representativa del sector de la Sierra de Cazorla es la constituida por un tramo basal de dolomías grises, dispuestos sobre sedimentos triásicos, de edad Jurásico inferior hasta el Lias-Dogger. Hacia la parte superior pasan a calizas oolíticas organizadas en tres secuencias carbonatadas estratocrecientes y de somerización, ambas separadas por un contacto poco definido, y que podrían pertenecer al Dogger. Esta serie carbonatada se depositó en amplia plataforma carbonatada somera. Sobre éste tramo oolítico, y mediante una acusada discontinuidad, se desarrolló una importante serie, perteneciente al Jurásico superior, constituida por un tramo basal de calizas nodulosas de calizas y margas alternantes, poco potentes, con una rica fauna de ammonites que ha permitido datar el Oxfordiense medio-superior. La sucesión oxfordiense termina con una discontinuidad sobre la que se desarrolla un "hard-ground", seguido de una ritmita margosa con fauna del Kimmeridgiense inferior.

La ritmita margosa descrita contiene pasadas terrígenas de carácter turbidítico y abundantes estructuras de tipo *slump* con típicas facies de talud. Continúa la serie estratigráfica un paquete calcáreo de facies *purbeck* que en las sierras del Pozo y Cazorla muestran un claro solapamiento expansivo.

Sobre la ritmita descrita se depositaron calizas gris crema con estructuras sedimentarias inter y supra mareales de edad Titóniense-Berriasense inferior con estructuras de desecación y pisadas de reptiles.

Durante este tiempo la plataforma prebética comenzó a fragmentarse en respuesta a la apertura del Atlántico norte con la recepción de importantes aportes terrígenos que se sedimentaron durante el Berriasense medio-superior al Albiense.

El Cretácico superior se caracterizó por el cambio en el régimen de esfuerzos, pasando de extensional a compresional, lo que determinó que el registro sedimentario se encuentre dividido por siete discontinuidades regionales que separan seis secuencias sedimentarias denominadas

En el límite Cretácico-Paleoceno, ya el mar había abandonado la parte central de la Península, y en el Prebético se produce una rápida regresión de casi 30-35 Km, con relación a la línea de costa del Cretácico superior, que se estabiliza en el Paleoceno. En la parte más septentrional, cercana a la Meseta, o no existen depósitos de esta edad o, de existir, son de tipo continental, constituidos por conglomerados poligénicos, arcillas rojas, y en algunos puntos, calizas lacustres con *Microcodium*. La línea de costa se instala pues en mitad de este dominio, a partir de la cual y hacia el S y SE se desarrolló una plataforma marina que permaneció durante casi todo el Paleógeno.

Durante el Paleoceno-Eoceno inferior se insta una plataforma arrecifal de calizas blancas parcialmente recristalizadas, que pueden estar erosionadas y/o trituradas, pasando sus restos a las zonas más profundas. Más al S, las facies de talud o plataforma externa, o están ausentes o representadas por margas pelágicas con intercalaciones olistostrómicas con restos de plataforma y areniscas turbidíticas. A veces los olistolitos son de enorme tamaño.

Durante el Eoceno medio-superior una plataforma somera, de calizas areniscosas y nummulíticas se desarrolló de forma progradante y discordante sobre la anterior plataforma y talud. En dirección SSW que dió paso a margas con areniscas turbidíticas con nummulites arrastrados de la plataforma. Localmente estos depósitos están ausentes o muy condensados

En el Oligoceno-Aquitaniense inferior y después de un nuevo reajuste tectónico importante que condicionó localmente la paleogeografía, se produjo una evolución de N a S desde depósitos claramente continentales, de conglomerados y arcillas rojas, a facies de lagoon con *Lepidocyclinas*, a otras claramente de talud marino de calizas y margas con olistolitos y turbiditas proximales.

2.3.2.- EL SUBBÉTICO

La sedimentación del Triásico de las Zonas Externas se realizó en un marco de fracturación incipiente de la Pangea, con la formación de numerosos sistemas de riff. En este contexto se depositaron materiales de facies diferentes, correspondientes a los dominios sedimentarios principales: Dominio Continental y Dominio Germánico.

El Dominio Continental se caracteriza por sedimentos detríticos relacionados con medios fluviales.

El Dominio Germánico corresponde a medios sedimentarios de transición y marinos restringidos, característicos de las amplias plataformas de margen continental que rodeaban al Tethys.

En estos dominios se depositaron, respectivamente, los materiales triásicos de facies *red bed*, de facies germánica.

Von Alberti, en 1834, utilizó el nombre de Trías para designar a una serie de tres terrenos extendidos por Alemania Central y la región de Lorena, muy fáciles de distinguir unos de otros por sus características litológicas: 1) la arenisca abigarrada o Buntsandstein; 2) la caliza conchífera o Muschelkalk; y 3) las margas irisadas o Keuper.

De los tres terrenos anteriores, únicamente el segundo es francamente marino aunque

siempre con carácter somero. Los otros dos son continentales y/o de lagoon. Este tipo de Trías constituye la facies germánica. Su repartición geográfica coincide, en general, con las regiones donde, ya en el Pérmico, se depositaron las capas continentales de las *New Red Sandstones*, es decir, toda Europa a excepción de los países mediterráneos (cadenas alpinas).

El Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper no podrían ser considerados como unidades cronoestratigráficas, es decir no tendrían el valor de pisos, sino que deben ser considerados como facies de unidades heterócronas, o viceversa, como unidades litoestratigráficas constituidas por un mismo tipo de facies (facies buntsandstein, facies muschelkalk o facies keuper).

Continuando con el Trías de tipo Subbético, recientemente se introducen importantes modificaciones en los conceptos anteriores. Así, se llega a la conclusión de que el Buntsandstein sólo está representado en los afloramientos más cercanos a la Meseta, en la zona Prebética; por otra parte los materiales del Muschelkalk tan sólo muestran un paquete carbonático correspondiente al Muschelkalk superior, si bien, no se descarta la existencia de otro paquete carbonático que no aflora o que no se ha encontrado todavía; y además, se data un tramo carbonático del Noriense (Formación ocres rojos o Formación Zamoranos), anteriormente atribuido al Ladiniense, y que se correlaciona con la Formación Imón. Por todas estas razones, además de por su ubicación paleogeográfica, se ha propuesto el nombre de Trías Subibérico en sustitución del de Trías de tipo Bético apoyándose, además, en la idea de que esta última denominación es confusa pues la misma resulta mucho más apropiada para el Trías de las Zonas Internas al cual considera de facies alpina, muy diferente de la del Trías Sud-Ibérico.

En cuanto a la Estratigrafía secuencial, los materiales del Keuper de la Zona Prebética oriental, junto con las facies dolomíticas y yesíferas suprayacentes al Keuper comprenden o forman parte de, al menos, tres grandes secuencias deposicionales.

a) Una secuencia basal que incluye la Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel (K_1). Su límite inferior se sitúa dentro de las facies Muschelkalk, existiendo un paso gradual de éstas a las facies Keuper. El límite superior se localiza en la base de la Fm. Areniscas de Manuel (K_2). La secuencia es de carácter regresivo ya que las evaporitas de la unidad K_1 suceden a los carbonatos del Muschelkalk. Sin embargo, la unidad K_1 presenta unas facies monótonas sin polaridad definida. El cortejo de nivel del mar bajo (LST) corresponde a la transición del Muschelkalk al Keuper; el cortejo transgresivo (TST) a la mayor parte de la unidad K_1 , y el cortejo de nivel del mar alto (HST) a la parte alta de la unidad K_1 .

b) Una segunda secuencia que incluye a las unidades K_2 , K_3 , K_4 y K_5 , y a la parte inferior de la Fm. Zamoranos. Su límite inferior se sitúa en la base de la unidad K_2 , y el superior se situaría sobre los primeros estratos de carbonatos, localmente acompañados de niveles volcanoclásticos, que se superponen a los yesos de la unidad K_5 y que dan paso al conjunto dolomítico superior (Fm. Zamoranos o Fm. Imón, según las zonas). La unidad K_2 constituiría el cortejo de nivel del mar bajo (LST), la unidad K_3 el cortejo transgresivo (TST), y las unidades K_4 y K_5 el cortejo de nivel del mar alto (HST).

c) Una tercera secuencia que incluye el grueso de la unidad dolomítica Fm. Zamoranos ("Suprakeuper"). Esta secuencia daría paso, mediante un límite superior poco definido, a la Zona de Anhidrita del Rheto-Hettangiense y a los carbonatos de la plataforma liásica.

En la Zona Subbética el Jurásico está ampliamente representado. Se caracteriza por importantes variaciones de facies y espesores entre los diferentes sectores que constituyen ésta Zona, todo ello debido a una fuerte subsidencia durante el Mesozoico en ésta zona de la Cordillera.

Se reconocen cuatro grandes discontinuidades en el conjunto de la Cordillera. La primera situada en el Liásico superior (intra-Carixiense). La segunda en el límite entre el Lías y el Dogger. La tercera situada entre el límite entre el Dogger y Malm. Y por último la ubicada en los estadios superiores de la Serie Jurásica (finijurásica). Estas discontinuidades guardan una estrecha relación con los eventos acaecidos en ésta parte peninsular. Durante el Lías medio acontece la individualización de los dominios Prebético y Subbético. En el primero la sedimentación fue marina poco profunda, mientras que en el dominio Subbético la sedimentación fue eminentemente pelágica.

En la transversal de Granada-Jaén existe una gran variedad de facies y espesores, sobre todo en las series superiores jurásicas. El Lías basal se encuentra constituido por dolomías y calizas, al igual que en el sector anterior, mientras que a partir del Lías superior-Dogger los sedimentos presentan frecuentes cambios laterales de facies y de espesor. En líneas generales, y sobre la unidad anterior se deposita una serie calizas margosas y margocalizas, que hacia el techo presentan litosomas de calizas con sílex, llegando a alcanzar, en algunas zonas, hasta los 1.500 metros de espesor. Es frecuente observar en otros afloramientos litologías de margas y margocalizas, con poco espesor, así como episodios en facies "Ammonitico Rosso".

El Dogger y Malm, generalmente comienza con margas y margocalizas con radiolaritas y localmente con calizas con nódulos de sílex. En otras zonas de éste sector, el Dogger-Malm se presenta como un conjunto de calizas nodulosas, muy poco potente, y en el que se reconocen, mediante fósiles característicos, las series condensadas desde el Bathoniense hasta el Thitónico.

En el sector comprendido entre Loja y Cabra, se pueden distinguir, al igual que en el anteriormente mencionado, diferentes formaciones litológicas, sobre todo en el Jurásico superior. Sin embargo, los rasgos generales de éste sector no se diferencian en mucho de los del sector anterior, con la salvedad de que en la Serie superior (Dogger-Malm), el conjunto de calizas nodulosas, poco potentes que incluyen una gran cantidad de especies fósiles de ammonites. Es característica primordial, el destacar la existencia de rocas volcánicas interestratificadas en la serie liásica, así como fuertes cambios de espesor, sobre todo en el Lias superior.

Por último en la Serranía de Ronda, la serie estratigráfica esquematizada reúne similitudes con las descritas en sectores anteriores, siendo la serie liásica inferior de las mismas características, dolomias en la base y calizas a techo. El Lias superior se encuentra muy reducido y constituido por calizas margosas.

La serie superior, presenta ciertas variaciones con respecto a otros sectores. La serie del Dogger no se conoce con exactitud, pudiendo estar incluida en la unidad litoestratigráfica anterior. Sin embargo, el Malm presenta un espesor superior a los 250 metros, en cuya base se distingue un conjunto muy potente de calizas compactas, sobre el que se depositaron unos 50 a 75 metros de calizas nodulosas, muy ricas en ammonites. El techo de la serie culmina con un potente tramo (< 100 m) de calizas finas compactas.

Los materiales atribuidos al Cretácico inferior, abarcan desde el Berriasiense al Albiense y comprenden calizas y margas. A partir del Barremiense tiene lugar la llegada de depósitos turbidíticos en las Unidades Intermedias, procedentes del Prebético, que alcanzan el máximo desarrollo al final de dicho periodo.

El Cretácico superior está representado por materiales totalmente pelágicos, y muestra un incremento hacia el techo en el contenido de foraminíferos planctónicos y nannoplancton. La casi totalidad del mismo se identifica como ya que incorpora las "capas rojas", una de las

unidades más características del Subbético.

En el Paleógeno Subbético, más alejado del continente, las facies son pelágicas, profundas, con aportes turbidíticos.

Durante el Paleoceno-Eoceno inferior-parte basal del Eoceno medio continúan las condiciones de cuenca, en varios surcos, pero sin que se aprecie una interrupción sedimentaria con los depósitos de "capas rojas" del Cretácico superior. Tan es así que en la zona central de este subdominio estos depósitos continúan siendo las típicas "capas rojas" o margas y margo-calizas de tono rojo salmón que tan características son del Cretácico superior Subbético. Hacia el N, o sea, hacia el Prebético, se hacen más abundantes las intercalaciones turbidíticas y se van perdiendo las tonalidades rojizas en las margas.

En el Eoceno medio-superior-Oligoceno inferior se hace más patente la presencia de una inestabilidad tectónica generalizada, que origina importantes depósitos turbidíticos, así como aportes olistostrómicos de carácter local. Puede que hacia el S del Subbético la reactivación tectónica provocara la emersión de parte del área, donde no se registraría deposición sino más bien erosión. Los productos de esta erosión irían a abastecer el denominado "Surco de los flyschs" situado inmediatamente al sur.

En el Oligoceno superior-Aquitaniense pocas variaciones se aprecian con respecto a lo anterior. El funcionamiento de fallas en dirección provoca una estructuración en surcos y umbrales de carácter más local y una paleogeografía más difícil de identificar.

2.3.3.- EL NEÓGENO DE LAS ZONAS EXTERNAS

En la Cordillera Bética se presentan depósitos marinos y continentales durante el Neógeno y de hecho es la región donde más claramente se puede establecer una correlación entre ambos tipos de depósitos, sobre todo a nivel del Mioceno superior y Plioceno.

La evolución tectónica neógena se inició con las deformaciones que ocurrieron durante el Mioceno inferior. El Dominio de Alborán o Zonas Internas, donde ya se había producido una primera estructuración en unidades o láminas cabalgantes que se apilaron y se afectaron por el metamorfismo, es empujado hacia el O acercándose a su posición actual. Durante el Burdigaliense colisionó (colisión continente-continente) con el Paleomargen Suribérico representado en estas latitudes por las Zonas Externas Béticas mediante un contacto transpresivo y parcialmente cabalgante que deforma a estas últimas, arrastrando gran parte del Subbético hacia el O y expulsándolo hacia el N y NO. Entre el Margen Suribérico y del Dominio de Alborán se encontraba el Surco de los Flyschs, que resultó destruido y parte de sus materiales fueron también expulsados al O y NO. Los movimientos fueron conducidos por importantes fallas transcurrentes de carácter dextro y dirección de N60°E a E-O, algunas de las cuales probablemente ya constituían los límites entre diferentes dominios paleogeográficos, otras fueron de nueva creación.

Durante el Mioceno medio el Dominio de Alborán se ve afectado por una extensión que da origen a la exhumación de las unidades más profundas del Edificio Bético Interno y contemporáneamente a la apertura de la Cuenca de Alborán. Al final del Tortoniense inferior los movimientos transcurrentes pierden importancia y una compresión casi N-S (NNO-SSE) fruto de la aproximación entre Iberia y África ocasiona una reestructuración geodinámica importante. Esta compresión, junto a una importante extensión perpendicular (E-O), se ha mantenido con pequeñas variantes hasta la actualidad. A esto se debe añadir los efectos de los ajustes isostáticos sobre todo en las proximidades de las zonas con mayor engrosamiento cortical (contacto Zonas Internas-Zonas Externas), y los cambios de nivel topográfico de las unidades extendidas fundamentalmente durante el Mioceno medio.

Durante el Neógeno se desarrollaron una gran diversidad de tipos y tamaño de cuencas. La rápida evolución tectónica y sedimentaria durante el Neógeno, debido a la configuración y naturaleza de las Cadenas Béticas, tal y como se observan actualmente, pues los frecuentes cambios de facies y circunstancias de cada cuenca hacen difícil establecer secuencias litoestratigráficas tipo que tengan un carácter general.

A pesar de que el tiempo transcurrido durante parte del Neógeno inferior-medio y el superior (aproximadamente 18 millones de años) no es demasiado grande, son tanto los eventos tectónicos y eustáticos acaecidos, y tantas las variaciones paleogeográficas, que algunos autores han considerado distinguir los depósitos entre Neógeno antiguo (Mioceno inferior y medio) y Neógeno reciente (Mioceno superior y Plioceno). En el primer caso, la escasez de afloramientos dificulta la descripción según la tipología de las cuencas, no siempre bien conocidas, por lo que recurrieron a una descripción evolutiva según las etapas tecto-sedimentarias. En el segundo establecieron una división en cuencas (mejor conocidas) en función del contexto tectónico o geodinámico. En esta memoria se utilizará un criterio mixto. El criterio de recurrir a la descripción por secuencias sedimentarias en el sentido de Mitchun, 1974, para aquellas secuencias fragmentarias depositadas en cuencas hoy destruidas y el de describir las cuencas sedimentarias con sus rellenos sedimentarios cuando estas cuencas estén relativamente bien preservadas como es el caso de las de edad Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno, que algunos autores han denominado post-manto.

2.3.3.1.- AQUITANIENSE SUPERIOR-BURDIGALIENSE INFERIOR

Durante el transcurso del depósito de esta Unidad, e inmediatamente posterior a ello, se produce la principal colisión entre el Bloque de Alborán y el Margen Suribérico (Zonas Externas).

En el Prebético más septentrional, en el enlace con las Cadenas Ibérica y Bética no está bien conocida esta Unidad, los depósitos continentales (abanicos aluviales de escaso desarrollo) son de difícil identificación y datación. Más al S se depositaron calizas de Algas en estrechas plataformas carbonatadas que orlan y solapan parcialmente las alineaciones anticlinales emergidas. A veces son arrecifes o parches arrecifales. Lateralmente y hacia los surcos sinclinales pasan a margas pelágicas de cuenca en facies "tap".

En el Subbético durante esta época se produjo un cambio paleogeográfico muy notable. Los sedimentos de esta edad son poco conocidos y fragmentarios, solo algunos afloramientos de margas calcáreas blancas conocidas en el área de Alcalá la Real.

Como consecuencia de la colisión con el Bloque de Alborán, en su borde meridional se produjo una emersión que destruyó la cuenca pelágica que hasta ese momento existía. Esto va acompañado del desarrollo de escamas cabalgantes, pliegues y deslizamientos gravitacionales.

2.3.3.2.- BURDIGALIENSE SUPERIOR-LANGHIENSE INFERIOR

A partir del Burdigaliense superior los cambios tectónicos condicionaron importantes cambios paleogeográficos por lo que los Dominios mesozoicos y cenozoicos tradicionales quedaron desarticulados y dejaron de tener el significado hasta aquí mantenido.

Sobre el Prebético esta unidad solapa y supera ampliamente a la anterior. Ello es debido no solo a una rápida ascensión relativa del nivel del mar, sino también a un evento tectónico que provocó la acentuación de los pliegues preexistentes de rumbo ENE y deslizamientos gravitacionales a gran escala a lo largo del límite entre el Prebético y el

Subbético. Todo esto, así como la discordancia sobre la Unidad anterior, es el reflejo en este dominio de la colisión, más al S, entre las Zonas Externas y el Dominio de Alborán, que provocó el avance de unidades subbéticas hacia el N y el plegamiento, con despegue a nivel del Trías, de las series prebéticas.

Sobre el Prebético más septentrional, o bien no existen sedimentos marinos, o esta Unidad está representada por un tramo detrítico en el que se intercalan episodios marinos costeros con otros continentales. Se trata de conglomerados, arenas y areniscas, así como biocalcarenitas con pectínidos, ostreidos y balanus (que indican un ambiente marino somero). Hacia el S, y en los flancos anticlinales se localizan calizas bioclásticas con megaestratificación cruzada y calizas pararrecifales que reposan en discordancia sobre una formación litológicamente idéntica a la de la Unidad anterior. Hacia las partes más profundas los depósitos consisten, por lo general, en margas hemipelágicas de facies "tap" con intercalaciones detríticas de carácter turbidítico.

Al S del Prebético, y en su límite con el Subbético se sitúa el máximo espesor de esta Unidad y de la suprayacente. Predominan los pliegues de tipo *slumping* y los flujos masivos, indicando una zona más subsidente.

Sobre el Subbético el registro sedimentario de esta unidad es fragmentario y poco conocido. En el sector central se conocen afloramientos de conglomerados, margas, arenas y calcarenitas ligados a la erosión de relieves subbéticos formados como consecuencia de plegamiento y asociados a la traslación de escamas hacia el N-NO (Formación Alcalá la Real), las cuencas donde se depositaron estos sedimentos se encuentran totalmente destruidas y desplazadas de sus posiciones originales.

En el límite entre las Zonas Externas y el Bloque de Alborán se depositaron en ciertos sectores (pasillo de Vélez-Rubio, N de Sierra Espuña, etc) una tectofacies de margas con masas deslizadas desde los bordes (olistolitos y olistostromas), así como depósitos turbidíticos. Esta Unidad sella la colisión tectónica entre ambos dominios, aunque posteriormente a su depósito se ve implicada en importantes estructuras compresivas que dan lugar a nuevos deslizamientos y frecuentes retrocabalgamientos.

En las áreas más septentrionales del sector occidental la sedimentación es pelágica de margas calcáreas blancas de facies "albarizas", con abundantes radiolarios y diatomeas. Esta sedimentación se ve esporádicamente interrumpida por la llegada de masas olistostrómicas.

2.3.3.3.- LANGHIENSE SUPERIOR-SERRAVALLIENSE INFERIOR

Los sedimentos de esta edad en el Dominio Prebético corresponden a los depositados en el surco frontal de la Cordillera caracterizados por facies pelágicas de margas calcáreas blancas con abundantes restos silíceos conocidas como facies Tap o Albarizas, hacia posiciones más proximales a los relieves prominentes las facies cambian a calcarenitas de estrechas rampas bioclásticas adosadas a los citados relieves, y en ocasiones a facies detríticas más groseras de gravas, conglomerados y olistostromas (Nerpio).

Sobre la Zona Subbética centro-occidental los sedimentos de esta edad están representados por una formación brechoide (frecuentemente cartografiada como sedimentos triásicos) constituida por clastos del Trías de facies Keuper que incluye olistolitos de tamaño métrico a hectométrico y kilométrico de yeso, dolomías calizas jurásicas y otras litologías propias del Subbético sobre todo capas rojas y margas del Cretácico inferior. Dentro de esta Formación, denominada como "**Unidad Olistostrómica**" (Roldán 1988 y 1995), se pueden diferenciar diversas facies de brechas dependiendo de la cantidad y naturaleza de la matriz, del desarrollo de la estratificación, de ausente a bien desarrollada y de la naturaleza de las

unidades que nutrieron la sedimentación, de capas rojas a margas cretácicas blancas.

Son frecuentes las estructuras de deformación sinsedimentaria como los slumping y los bloques de dolomías con los bordes brechificados, en general salvo algunos casos de grano-selección vertical las estructuras de ordenamiento interno son escasas y la estratificación no suele estar bien desarrollada. Las características descritas apuntan a una sedimentación dominada por el emplazamiento de flujos densos bien en ambiente subaéreo o subacuático. Esta Unidad olistostrómica fue indefectiblemente el basamento de las cuencas de *piggyback* en las que se depositaron los sedimentos de la siguiente secuencia deposicional que a continuación se describe (Unidad de Castro del Río). La fauna que contiene esta formación es re-sedimentada abundando los foraminíferos y el nannoplancton calcáreo de edades comprendidas entre el Cretácico al Mioceno inferior, pasando por todo el Paleógeno. Los escasos fósiles de edad Langhiense superior-Serravallense inferior que contienen datan la formación.

2.3.3.4.- SERRAVALLIENSE SUPERIOR-TORTONIENSE INFERIOR

En el Prebético los depósitos de esta Unidad son transgresivos sobre los sedimentos de las secuencias anteriores o bien sobre el basamento. A lo largo de los grandes accidentes es frecuente observar fuertes discordancias angulares acompañadas, a menudo, por intensos desmantelamientos de materiales más antiguos que van a parar a la cuenca en forma de brechas u olistolitos. En las partes someras se depositaron calizas y en las más profundas se generalizaron las margas en facies "tap", en las que se pueden diferenciar dos tramos:

- El inferior, de margas arenosas ocreas, con nódulos blancos y abundantes foraminíferos.
- El superior, de margas blancas con fauna planctónica, a veces diatomeas. Son similares a las facies "albarizas".

El tramo superior representaría una acentuación de la sedimentación pelágica hacia las posiciones más distales de las cuencas poco profundas. Cerca del frente cabalgante del Subbético esta Unidad está constituida por margas y calizas margosas con gran abundancia de olistolitos y turbiditas procedentes de la erosión de los materiales del frente subbético que avanzan hacia el N a la vez que se produce el depósito de estos materiales.

La disposición sobre el Subbético es variada. En el Subbético oriental apenas se encuentra esta Unidad, constituyendo el sello de los retrocabalgamientos posteriores a la gran colisión. Serían series marinas someras de areniscas calcáreas y calizas de algas.

En el Subbético central y occidental, y debido al desplazamiento de los materiales subbéticos, se empieza a configurar, en su parte más septentrional y móvil del Estrecho Nord-bético, un surco frontal. Se trataría del borde activo de la cuenca Proto-Guadalquivir de algunos autores, cuenca de antepaís, cuyo depocentro, originariamente cercano al frente tectónicamente activo, emigró hacia el antepaís, hacia el N, NO, e incluso al O, hacia el actual Golfo de Cádiz en periodos más recientes. En esta etapa de relleno los mantos prosiguen su emplazamiento, incorporando igualmente el relleno de pequeñas cuencas contenidas en ellos (*piggyback basins*), y cabalgando a sedimentos de esta edad y a los depósitos gravitacionales asociados de la parte distal de los cabalgamientos. Se depositaron margas con turbiditas, calcarenitas y margas blancas. Estos sedimentos han sido agrupados bajo la denominación de **Unidad de Castro del Río**.

2.3.3.5.- TORTONIENSE SUPERIOR-PLIOCENO

Las secuencias cronoestratigráficas que se incluyen en estos periodos de tiempo se

encuentran adscritas a diferentes cuencas neógenas dentro de la Cordillera Bética. Estas cuencas están claramente condicionadas por su posición geográfica lo que determina el tipo de basamento sobre el que se asientan y el tipo de relieves que las nutrieron de sedimentos (Figura 2-4).

Pueden diferenciarse cuatro grupos de secuencias:

- Las situadas sobre el Dominio Subbético. No se trata de verdaderas cuencas sedimentarias sino más bien restos de afloramientos mayores parcialmente erosionados o desaparecidos por la neotectónica. El mejor ejemplo lo constituye la Cuenca de Ronda.
- Las situadas sobre la antigua sutura entre las Zonas Internas y Externas, este es el caso de las cuencas de Granada, Guadix y Baza.
- Las situadas sobre el Dominio de Alborán o Zonas internas, estas se corresponden con las denominadas Cuencas Béticas Orientales, con la salvedad del Corredor de las Alpujarras, que además de estar rellena de sedimentos del Mioceno superior contiene el mejor registro sedimentario del Mioceno medio de toda la Cordillera. Otras cuencas situadas sobre las Zonas internas son las de Andarax, Níjar, Tabernas, Sorbas, Vera, Andarax y el Corredor del Almanzora.
- Por último la cuenca de antepaís de la Cordillera denominada Cuenca del Guadalquivir, situada entre el frente de las Zonas Externas y el Macizo Ibérico.

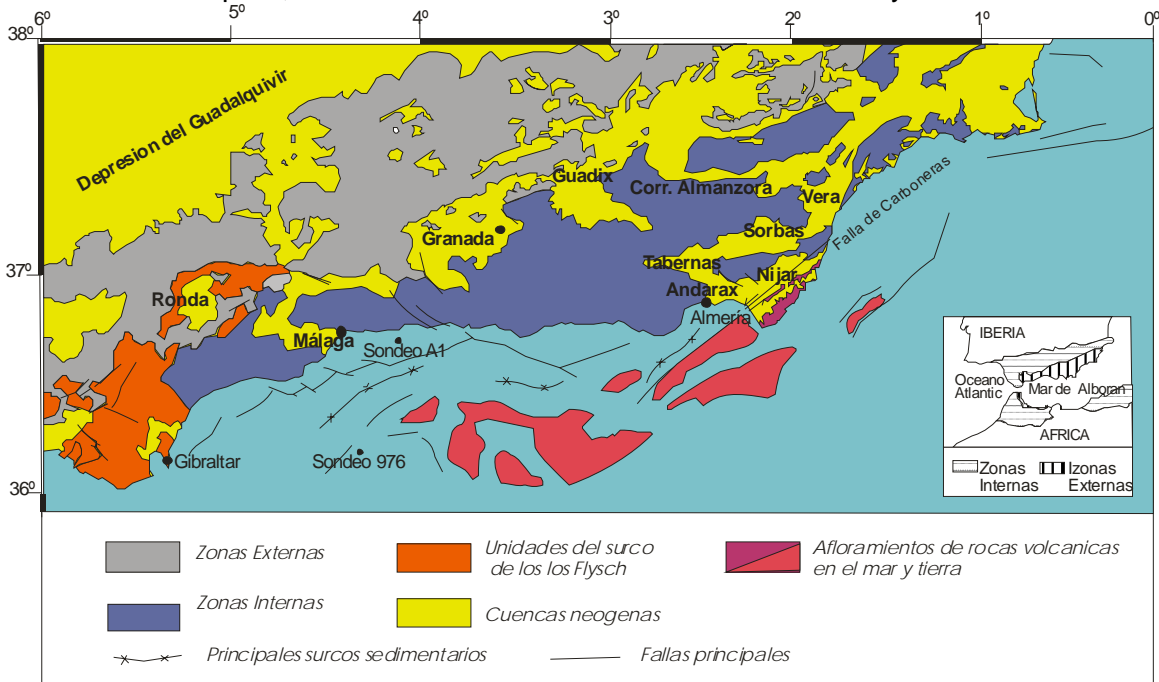


Figura 2-4. Principales cuencas neógenas de la Cordillera Bética

2.4.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El proyecto que se plantea comprende un área de trabajo que se distribuye entre la parte más oriental de la Cuenca del Guadalquivir y una parte de las Zonas Externas (Subbético y Prebético), que incluyen las hojas geológicas siguientes: La Carolina (884), Santisteban del Puerto (885), Beas de Segura (886), Montoro (903), Andújar (904), Bailén (905), Linares (906), Villacarrillo (907), Córdoba (923), Bujalance (924), Porcuna (925), Mengíbar (926), Baeza (927), Cazorra (928), Espejo (944), Castro del Río (945), Martos (946), Jaén (947), Torres (948), Pozo Alcón (949), Montilla (966), Baena (967), Alcaudete (968), Valdepeñas de Jaén (969), Huelma (970), Cuevas del Campo (971), Puente Genil (988), Lucena (989), Alcalá la Real (990), Iznalloz (991), Moreda (992) y Benalúa de Guadix (993).

Esta parte de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir se caracterizan predominantemente por la presencia de fallas cabalgantes, escamas y pliegues, con vergencia generalizada hacia el ONO y se emplazan hacia el Margen Sudibérico. Parte de la cobertera sedimentaria de esta cuenca y el sustrato del borde activo formado por el Subbético (s.l.), se han ido incorporando a la misma en unos casos como elementos gravitacionales (olistostromas) y en otros como elementos tectónicos (tectonosomas).

En el mapa geológico que se adjunta se muestra una cartografía sintética de este segmento de Cordillera Bética, Cuenca del Guadalquivir y Meseta Ibérica. En epígrafes sucesivos se describirán diferentes aspectos referentes a los olistostromas, tectonosomas y otras unidades neógenas asociadas a estos en el marco geológico de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir.

El relleno sedimentario de carácter marino y naturaleza básicamente clástica en la Cuenca del Guadalquivir está comprendido entre el Langhiense y el Plioceno. Los modelos convencionales de cuencas de antepaís ligadas a orógenos alpinos, similares a esta cuenca, proponen esquemas estructurales parecidos, también interpretados y deducidos a partir de datos de superficie y subsuelo.

En la figura 5 se muestra la situación de una sección transversal al eje de la Cuenca. En ella se observa que el límite septentrional de dicha Cuenca lo constituye fundamentalmente la Meseta Ibérica, que a su vez sirve de basamento a todos los sedimentos que intervienen en su relleno. Este límite marca el contacto con el borde pasivo que representa el "país" o Meseta Ibérica.

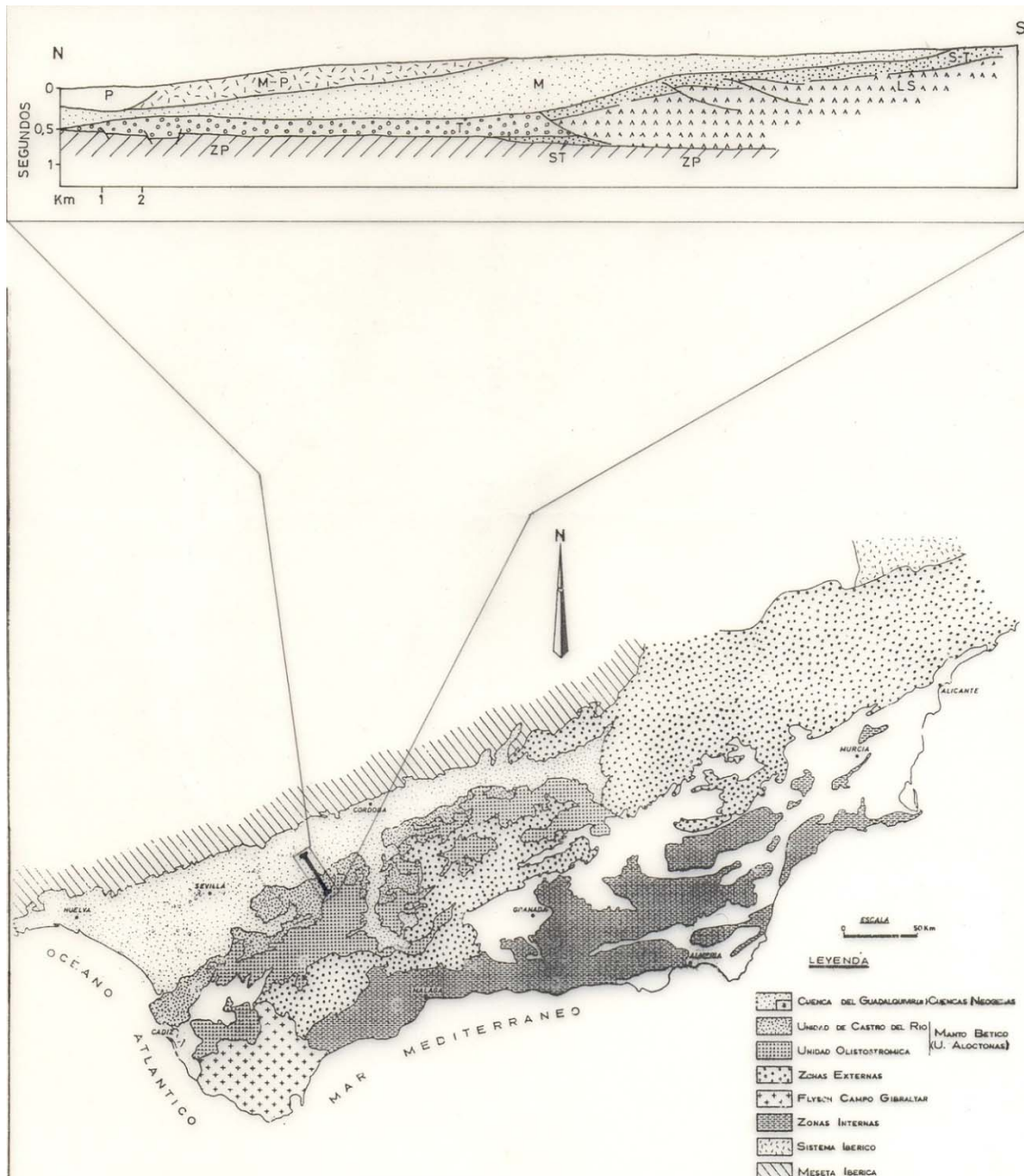


Figura 2-5. Esquema geológico regional de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir. Sección geológica transversal a la cuenca del Guadalquivir, interpretada a partir de un perfil sísmico (modificado de Roldán, 1995). ZP: Zócalo Paleozoico. LS: Langhiense-Serravaliense inferior (Unidad Olistostrómic). ST: Serravaliense superior-Tortonniense inferior (Unidad de Castro del Río). T: Tortonniense. M: Messiniense: MP: Messiniense-Plioceno inferior. P: Plioceno medio-superior

Sin embargo, uno de los aspectos que más incertidumbre ha creado en el estudio de esta cuenca, es la definición precisa de su límite meridional que representa el borde activo de la misma.

La Cuenca del Guadalquivir se formó como una cuenca periférica al N del Orógeno Bético durante el Neógeno. Constituye, por tanto, una cuenca de antepaís (foreland basin), situada entre el frente de la Cadena Bética (borde activo) y la Meseta Ibérica (borde pasivo o foreland).

La evolución de esta cuenca se hizo de forma simultánea a la evolución de la cadena y

aconteció entre el Mioceno medio y el Plioceno. Su origen fue consecuencia de la flexura del Paleomargen Suribérico, constituido por una corteza continental adelgazada con una historia térmica previa. Esta flexura ocasionó, durante esta época, un engrosamiento de la corteza por apilamiento de unidades mesozoicas y paleógenas del Paleomargen Suribérico como resultado del apilamiento de las mismas tras la colisión del Bloque de Alborán con los paleomárgenes sudibérico y rifeño y la posterior colisión oblicua entre África y Europa.

La parte meridional de la cuenca constituida por una gran cuña tectónica (Manto de Carmona, Perconig, 1960-62 y Manto Bético, Roldán y Rodríguez Fernández, 1991), se fue desplazando hacia el norte y hacia el oeste, del mismo modo que lo hizo la línea de costas sobre los dos bordes. Este proceso condicionó el relleno sedimentario de la cuenca que ha sido ordenado en seis secuencias deposicionales separadas por sus respectivas discontinuidades que constituyen los principales límites estratigráficos (Roldán, 1995).

Las dos secuencias más antiguas forman parte del Manto Bético en los segmentos oriental y central de la Cuenca, afloran generalmente muy deformadas y desarticuladas.

Las otras cuatro secuencias, dos se sitúan fundamentalmente entre el frente del Manto Bético y sobre él (desde el sur de Écija al oeste) y sobre el borde de la Meseta Ibérica. Estas secuencias tienen la particularidad de ser más modernas hacia el oeste y noroeste de modo que cuando avanzaba el Manto Bético hacia el N, la línea de costa lo hacía en el mismo sentido y además se retiraba hacia la posición que en la actualidad ocupa el Golfo de Cádiz.

La migración hacia el norte y el oeste del Manto Bético fue heterócrona y progresiva en el tiempo, de manera que no debe considerarse como una fase tectónica única; este emplazamiento, verificado para el intervalo de tiempo, Serravallense superior y Messiniense, indujo a que la línea de costas avanzara paulatinamente hacia la Meseta, originando una geometría de la cuenca de morfología cuneiforme. Los límites de las secuencias sobre los bordes de la cuenca son de tipo "onlap" expansivo, la arquitectura estratigráfica resultante es geoméricamente de tipo "steers-head", (cabeza de buey) con solapamientos expansivos sobre los bordes activo y pasivo de la cuenca.

2.4.1.- OLISTOSTROMAS. UNIDAD OLISTOSTRÓMICA

En los siguientes epígrafes se describirán aspectos relacionados con la denominación, génesis y desarrollo de olistostromas.

2.4.1.1.- CARACTERÍSTICAS DE LOS PROCESOS GRAVITACIONALES Y NOMENCLATURA UTILIZADA

La amplia representación en el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir de esta unidad, generada por procesos gravitacionales, donde se producen diversos tipos de deslizamiento, obliga a hacer algunas consideraciones al respecto.

En líneas generales los fenómenos de deslizamiento producen elementos de tamaño variable, cuya distribución y ordenamiento está en función de la naturaleza del medio (aéreo, acuoso y mixto).

La denominación original de olistostroma fue introducida por Flores (1.955), siguiendo un concepto genético. En este sentido, olistostroma proviene del griego *olistaino* (deslizar) y *stroma* (masa).

Hoedemaeker (1.973) sugiere que la definición de olistostroma debe hacerse desde un punto de vista descriptivo. De esta forma, el olistostroma sería el producto del deslizamiento de

una masa incoherente de rocas, capaces de formar un medio móvil generado por dicho deslizamiento. Lógicamente estos fenómenos están influidos por una pendiente. Cuando los elementos transportados dentro del olistostroma son retenidos con identidad y coherencia original capaces de ser reconocidos, se denominan olistolitos.

Para Abbate et al. (1.979), cuando los deslizamientos no tienen unos límites bruscos, el olistostroma debe ser considerado resultado de un fenómeno sedimentario, en caso contrario debería considerarse como resultado de un proceso tectónico.

Elter y Raggi (1.965a) distinguen entre endolistostroma, (materiales deslizados procedentes de la misma secuencia deposicional que se genera en una cuenca) y alolistostromas (caracterizados por componentes derivados de antiguas secuencias deposicionales originadas en otras cuencas). En el primer caso, endolistostromas, se producen como consecuencia de movimientos tectónicos precoces dentro de la cuenca; mientras que los alolistostromas, determinan el deslizamiento a favor de una pendiente de masas de rocas, procedentes de un borde con actividad tectónica de levantamiento.

Según Bortolotti (1.964b) y Jacobacci (1.965), en pocas ocasiones los olistostromas pueden contener secuencias turbidíticas, de tipo gradacional, de litología similar a los clastos dispersos en el mismo. Cuando se presentan estructuras de naturaleza turbidítica, las corrientes parecen estar relacionadas con el final del deslizamiento. Según la clasificación de facies turbidíticas de Mutti y Ricci Lucchi (1.972) y Walker (1.967 y 1.970), las FACIES F integran los olistostromas, olistolitos y otros productos generados por deslizamiento, después de su depósito.

Igual que definió Flores (1.955) el término genético de olistostroma, también lo hizo para los olistolitos. Así pues, el nombre olistolito proviene de la palabra griega *olistaino* (deslizar) y *lithos* (roca); lo aplica a elementos individuales incluidos dentro del conjunto del olistostroma.

La mayoría de los autores consultados, excepto Beneo (1.956 a,b) y Klemme (1.958), están de acuerdo con que un olistolito debe ser considerado como tal, cuando sea exótico en la secuencia deposicional que lo alberga.

Beneo (1.956 a,b) y posteriormente Jacobacci (1.965) utilizan el término *pezzame* para indicar el material fino incluido en la matriz del olistostroma.

A partir de este momento se crea una nomenclatura compleja para definir el tamaño de los olistolitos. La más completa es la de Görler y Reutter (1.968), recogida en Hoedemaeker (1.973) que divide los olistolitos de acuerdo con el diámetro o dimensión máxima observable, según este criterio distingue:

- Microlistolitos: < 5 m
- Mesolistolitos: 5-50 m
- Macrolistolitos: 50-100 m
- Megaolistolitos: 100 -1.000 m
- Gigantolistolitos: > 1.000 m

También Hoedemaeker (1.973) recoge diversas clasificaciones de olistolitos en base a diferentes litologías, edades y procedencia de dichos elementos.

En general un olistostroma puede considerarse como una masa de materiales que se deslizan; éste presenta una fase activa, que es la que proporciona el movimiento y una fase pasiva que es la transportada. La primera está constituida por la dinámica de las partículas, la segunda por los olistolitos o fragmentos competentes.

Con la terminología habitualmente usada existen dificultades, en ocasiones, para poder delimitar los procesos de deslizamiento, de aquellos otros que son generados por corrientes de turbidez. Los términos *slumping* y *sliding* se han usado indistintamente para reflejar los deslizamientos en masa de materiales. Sin embargo, Dott (1.963) considera *sliding* como el movimiento de masas rígidas a lo largo de superficies inclinadas, mientras que *slumping* es un término similar que usa cuando además las masas están rotadas. Cuando el movimiento de deslizamiento afecta a partículas intergranulares, habla de flujos en masa; si el límite líquido se sobrepasa, el sedimento se distribuye por corrientes de densidad, denominándose flujo de sedimentos. Si el contenido en lodo es grande, la mezcla arena-lodo se pone en suspensión al perder su capacidad de cohesión, porque su límite tixotrópico (límite líquido) es excedido, de esta manera se generan las corrientes de turbidez.

El término *flujoturbidita* es usado primeramente por Kuenen (1.958) y definido por Dzulynski et al. (1.959), para el emplazamiento gravitacional de depósitos de arenas. De Raaf (1.968) restringe el término *flujoturbidita* a depósitos que han heredado una parte de masas deslizadas y otra de turbiditas. No obstante, Walker (1.967) indica que el término *flujoturbidita* no es aconsejable utilizarlo como término genético y conviene reemplazarlo por otros términos que indiquen los procesos de emplazamiento gravitacional, como pueden ser los depósitos de avalancha de cantos, avalancha de arena, etc.

Hoedemaeker (1.973) en su Tesis Doctoral, realizada en las inmediaciones de Moratalla (Murcia), describe los siguientes tipos de deslizamientos gravitatorios:

- Rocas desplomadas: deslizamiento de rocas por caída o rodamiento a lo largo de una pendiente (*rock fall*).
- Deslizamiento coherente: corresponde a fragmentos de rocas con preservación interna de los estratos. Se produce por deslizamiento a partir de superficies de corrimiento, ya sean bloques (forma subcircular) o paquetes (forma tabular). En ambos casos considera dos tipos: 1) cuando no hay deformación del bloque (depósitos *slide*); 2) cuando hay deformación o contorsión del bloque (depósitos *slump*).
- Deslizamiento incoherente: corresponde al movimiento envolvente de una masa incompetente (*mass flow*). A su vez puede haber dos tipos: 1) que haya una brechificación progresiva, que da lugar a conglomerados grano y/o lodos soportados; 2) que sea un flujo de barro con cantos diversos y dispersos.
- Materiales en suspensión durante el movimiento de deslizamiento: turbiditas proximales y distales.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, la unidad geológica que presenta acusados procesos de deslizamiento, generados por gravedad en medio submarino o subaéreo, se ha considerado como *Unidad Olistostrómica* (Roldán et al, 1988, Roldán y Rodríguez Fernández, 1991, Roldán, 1995 y García Cortés, 1991). Los componentes de la misma son *olistolitos* y estos a su vez se denominan *paquetes (slab)* o *bloques deslizados* en función de su morfología ya sea tabular o subcircular.

Dentro de la *Unidad Olistostrómica* se describen procesos de *debris flow* o *mud flow*, generados por mecanismos de deslizamiento. Los depósitos generados por estos procesos se denominan *debritas* (Ricci-Lucchi, 1.986).

2.4.1.2.- ANTECEDENTES

Los depósitos que constituyen esta unidad están formados por elementos de naturaleza

clástica, básicamente de edad triásica y en menor proporción cretácica y terciaria.

Muchos han sido los autores que en diversas partes de la Cordillera, han hecho consideraciones explícitas sobre estos materiales.

Así pues, Calderón y Arana (1.890) señaló la presencia de un Nummulítico compuesto por calizas, margas, yesos y arcillas abigarradas en Morón de la Frontera.

Staub (1.926 y 1.934) denominó al Trías de Antequera, Manto de Antequera y reconoció elementos alóctonos procedentes de las Zonas Internas. Fallot (1.945) también reconoció elementos alóctonos en el Trías de Antequera.

En 1.960-62 Perconig definió el Manto de Carmona u Olistostroma del Guadalquivir, como un conjunto de arcillas verdes y rojas de naturaleza triásica que pudieron extravasarse dentro de una cuenca marina a los que acompañó una cobertera sedimentaria aún en formación.

Chauve (1.963) asoció la capa de Carmona y la Unidad de Paterna en un mismo conjunto, sobre el cual todo el Subbético del oeste de las Cordilleras Béticas estaría cabalgado.

Fontboté (1964), observó entre Alcaudete y Cambil (Jaén) que el Trías es alóctono y lo denominó para una parte de este sector Manto de Cambil.

Dupuy de Lome (1.965) consideró masas de materiales deslizados mediante procesos gravitatorios, hacia una cuenca en vías de rápido hundimiento (Depresión del Guadalquivir), siendo las Zonas Externas el área fuente de los aportes.

Foucault (1.971), sugirió que las grandes traslaciones habrían tenido lugar en el Mioceno y su progresión se produjo en el Valle del Guadalquivir, depositándose en forma de olistolitos.

García Rossell (1.972), denominó "Unidades del Guadalquivir" a un conjunto de materiales margosos, de diversas edades, que aparecen mezclados con margas yesíferas del Trías, bajo circunstancias tectónicas y estratigráficas complejas.

Viguié (1.974), indicó que el Manto de Carmona fue sellado por la sedimentación Tortoniense superior-Messiniense, de marcado carácter regresivo.

En la región de Moratalla (Murcia), Hoedemaeker (1.973) demostró que el máximo de vertidas olistostrómicas a la cuenca se produjo en el Serravaliense inferior, y que éstas colmataron dicha cuenca al final del Serravaliense.

Bourgeois (1.978) observó en la zona de Ronda (Málaga), que gran parte del Trías, de facies germano-andaluz, está formado por brechas poligénicas. Estas brechas de naturaleza claramente sedimentaria incluyen un Neocomiense datado, por lo que no pueden considerarse de edad triásica, y las denominó arcillas con bloques.

Hermes (1.985), señaló que a partir del Burdigaliense superior la sedimentación se produjo en cuencas muy localizadas, con el depósito de unidades gravitacionales muy potentes, que engloban olistolitos de hasta varios centenares de metros.

Roldán y García Cortés (1.988) concluyeron que la presencia de brechas sedimentarias y olistolitos, de diversa naturaleza (triásica, cretácica y terciaria), ordenados en secuencias estratigráficas mediante procesos de deslizamiento, son pruebas suficientes de que se trata de una unidad sedimentaria originada por procesos de deslizamiento. Así mismo sugirieron que el origen de esta unidad está asociado a un borde de cuenca con actividad tectónica de

levantamiento, que sería el área fuente de los deslizamientos.

Roldán y Rodríguez Fernández (1.991) dedujeron, a partir de la interpretación de los datos de superficie y subsuelo en el sector de Castro del Río (Córdoba), que la Unidad Olistostrómica y otras superpuestas se comportan como láminas tectónicas cabalgantes. A todo este conjunto le dieron la denominación de Manto Bético.

García-Cortés et al, 1991, identificó la Unidad Olistostrómica en las provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante, que representa su continuidad hacia la parte oriental de la Cordillera Bética.

Flinch et al, 1996, indican la parte frontal del Arco de Gibraltar está formado por unidades desenraizadas y mezcladas caóticamente de edades: triásicas, cretácicas, paleógenas y neógenas, superpuestas a una cobertera menos deformada que cubre las mesetas Ibérica y marroquí. Los perfiles sísmicos muestran que este "complejo frontal" aparece como un complejo acrecionario, muy similar en España y en Marruecos, si bien las evaporitas son más extensivas en la Cordillera Bética.

Fernández et al, 1998, a partir del análisis de secuencias sísmicas del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir sugieren que el denominado "Olistostroma del Guadalquivir" se corresponde con un diapiro lateral de evaporitas triásicas en las que se localizan cuñas imbricadas miocenas.

Maestro et al, 2003, describen un movimiento de avance sobre los márgenes Ibérico y Marroquí, en el océano Atlántico, de masas de sales y arcillas sobre la plataforma. Estos materiales alóctonos representan el manto de Cádiz, que está despegado desde el Arco de Gibraltar a lo largo de fallas normales de bajo ángulo.

2.4.1.3.- CARACTERIZACIÓN TECTOSEDIMENTARIA

La Unidad Olistostrómica aflora desde el Golfo de Cádiz hasta las inmediaciones de Alicante. Se extiende por el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir, se dispone discordante sobre el Prebético (sector de Nerpio, Albacete) y limita con los materiales del Campo de Gibraltar, sobre los que aparece yacente, especialmente entre el sur de Antequera y Ronda.

Sus afloramientos comportan en su interior materiales y bloques de diversa procedencia de la Cordillera Bética, en especial de las Zonas Externas (Subbético y Prebético) y en menor proporción de Zonas Internas (desde Archidona hacia el oeste) y algunos elementos de las Unidades del Campo de Gibraltar (especialmente desde Ronda hasta Vejer de la Frontera (Cádiz).

2.4.1.4.- POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA

El límite superior de esta unidad está representado por una discordancia de la unidad suprayacente. Son numerosos los puntos donde se ha observado esta discordancia, aunque caben reseñar como más llamativos las inmediaciones de Valenzuela (Jaén), algunos sectores dispersos de las hojas a E.1:50.000 de Mengíbar y Baeza (Jaén) y al Oeste de Alcalá la Real (Foto 2-1).



Foto 2-1. Discordancia de la Unidad Serravaliense superior-Tortonense inferior, sobre la Unidad Olistostrómica. A: panorámica. B: detalle

El límite inferior se ha observado en Nerpio y al sureste de Jaén, en ambos casos sobre calcarenitas y margas blancas de edad Burdigaliense superior - Langhiense inferior. Entre el sur de Antequera y sur de Ronda, la Unidad Olistostrómica se dispone sobre unidades neonumídicas pertenecientes a los flysch del Campo de Gibraltar.

También se ha observado en algunos perfiles sísmicos que dicha unidad reposa sobre el basamento de la Meseta; sin embargo la abundancia de reflexiones caóticas, muy típicas en este tipo de unidades, no permiten determinar si el contacto con el basamento corresponde a un deslizamiento gravitacional o a un despegue tectónico posterior.

2.4.1.5.- ESPESOR Y MORFOLOGÍA

El espesor original de la pila sedimentaria es difícil de conocer, puesto que la Unidad Olistostrómica ha estado sometida a sucesivos empujes y traslaciones hacia el norte, noroeste y oeste. Estos procesos han ocasionado que esta unidad, mediante despegues internos (cuñas de acreción), adquiera una morfología cuneiforme en su frente y abombamientos diferenciales e irregulares en las partes más retrasadas según se deduce de los datos de sísmica. Según los datos que ofrecen algunos de los métodos geofísicos que se aportan en este proyecto, los espesores pueden variar desde unos 200-300 metros en la parte norte de la Cordillera, hasta cerca de 1000 metros en el límite meridional de donde afloran.

2.4.1.6.- LITOLOGÍA

La litología se compone esencialmente de materiales de diversa naturaleza, como son arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, yesos y dolomías, que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas. Además se han observado margas y margocalizas correspondientes al Cretácico inferior y superior. También existen materiales margosos del Paleógeno, Mioceno inferior y parte del medio (Langhiense inferior). Se han observado bloques de mármoles (probablemente de naturaleza Alpujárride en la Hoja de Archidona), areniscas y arcillas violáceas de naturaleza Maláguide en el Gastor (oeste de Ronda) y abundantes bloques y olistolitos de unidades del Campo de Gibraltar hacia la parte oriental de la Cordillera.

Todos estos elementos proceden del frente de la Cordillera Bética. El Trías es característico de la Zona Subbética. El Cretácico identificado tiene facies diferentes, unas correspondientes a las definidas en el Subbético y otras en el Prebético. El Terciario, en general, corresponde a margas y margocalizas blancas, reconocidas en diferentes series subbéticas y prebéticas.

La naturaleza y procedencia de estos materiales constituyen la Unidad Olistostrómica, formada principalmente por una mezcla caótica de elementos variados donde se reconocen los olistolitos. Estos se presentan en afloramientos bajo dos modalidades, una de forma más o menos tabular y otra redondeada o subredondeada. En ambos casos corresponden a elementos deslizados que no han sufrido deformación acusada en su interior y únicamente presentan zonas brechificadas en su contorno.

En ocasiones la Unidad Olistostrómica se observa bien estratificada, estratificación puesta de manifiesto por el acúmulo de clastos angulosos o subangulosos que constituyen auténticos niveles de conglomerados o brechas. Estas brechas suelen tener escasa matriz areno-arcillosa que soporta los cantos (debritas, Foto 2-2). Otras veces los niveles estratificados los forman materiales arcillosos de tonos variados. En todos casos, los elementos litológicos observados pertenecen a diversas unidades estratigráficas reconocidas en otros sectores de la Cordillera Bética.

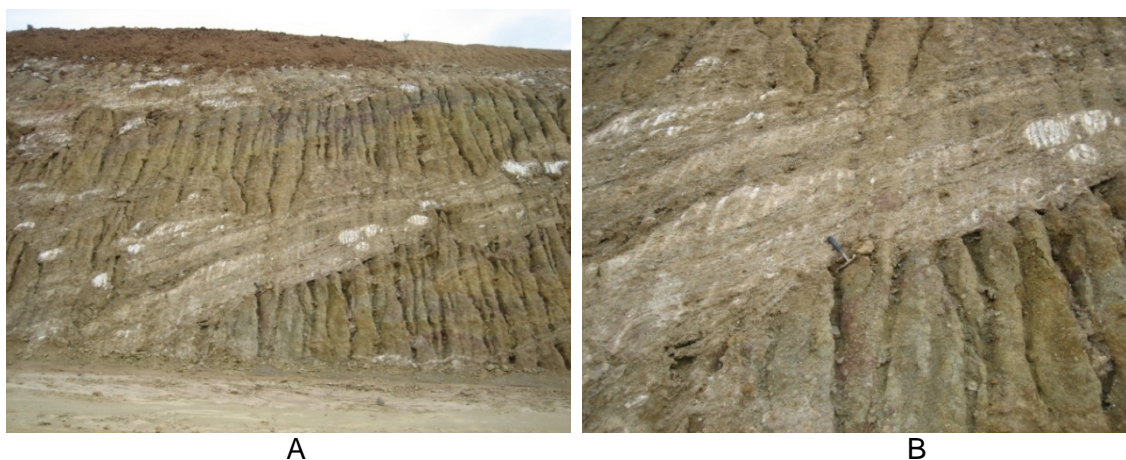


Foto 2-2. Unidad Olistostrómica formada por debritas en sucesiones estratiformes. A: secuencia amalgamada con intercalaciones de debritas y arenas y limos. B: Detalle de la anterior

Como anteriormente se ha indicado, la Unidad Olistostrómica está generada por procesos gravitacionales de transporte en masa. Las observaciones realizadas sobre diversos afloramientos han permitido deducir el mecanismo que ha generado la disposición de los distintos elementos que constituyen la Unidad Olistostrómica.

Así pues, se han observado paquetes y bloques deslizados de naturaleza competente (areniscas, margocalizas, dolomías, etc), en los que unas veces se aprecia deformación en los mismos y otras veces no. El tamaño de los olistolitos suele variar entre algunos metros y varios hectómetros cúbicos. En ambos casos los olistolitos están inmersos en una matriz lutítico-arenosa y conservan su textura y estructura original. Cuando este proceso se da, se trata de un deslizamiento coherente, ya que hay preservación de la estructura interna de los fragmentos de roca (Foto 2-3).

En ocasiones se observa que los bordes de los olistolitos presentan una acusada brechificación, este fenómeno se ha interpretado como que el olistolito se ha deslizado en un medio en el que la cohesión entre las partículas del sedimento es menor, por tanto el rozamiento del olistolito es mayor y en consecuencia se puede brechificar en sus bordes (Foto 2-3, A y B).



Foto 2-3. Olistolitos de calizas mesozoicas (jurásicas y triásicas). A: bloques tabulares (slab). B: bloques redondeados. En ambos casos los bloques tienen algunos contornos brechificados debidos al transporte

Cuando la Unidad Olistostrómica presenta estratos de naturaleza brechoide, el mecanismo de transporte que genera el proceso de deslizamiento, puede asociarse a flujos de sedimentos en masa. Dicho mecanismo responde al tipo debris-flow (Ricci Luchi, 1986, y Pini, 2004). En unos casos los clastos están inmersos en una matriz arenosa que los soporta; mientras que en otros, los clastos son menos abundantes en relación a la matriz limo-arcillosa que los envuelve. Además se puede dar el caso que haya paquetes deslizados, inmersos en estos materiales brechoides, que no han sufrido disgregación. A las rocas que se han generado mediante estos procesos se les ha denominado debritas, término que se ha usado para rocas similares en los Apeninos (Ricci Lucchi, 1986, y Pini, 2004).

Es frecuente observar fenómenos de “slumping” ligados tanto a los paquetes deslizados como a las debritas. Estos fenómenos se producen normalmente cuando los sedimentos están asociados a una pendiente.

Así pues, la paleopendiente determina la dirección y sentido en que se producen los “slumpings”. Las medidas efectuadas sobre la vergencia del plano axial de dichos “slumpings”, nos indican una componente oeste-noroeste, dato de gran valor para poder reconstruir la procedencia.

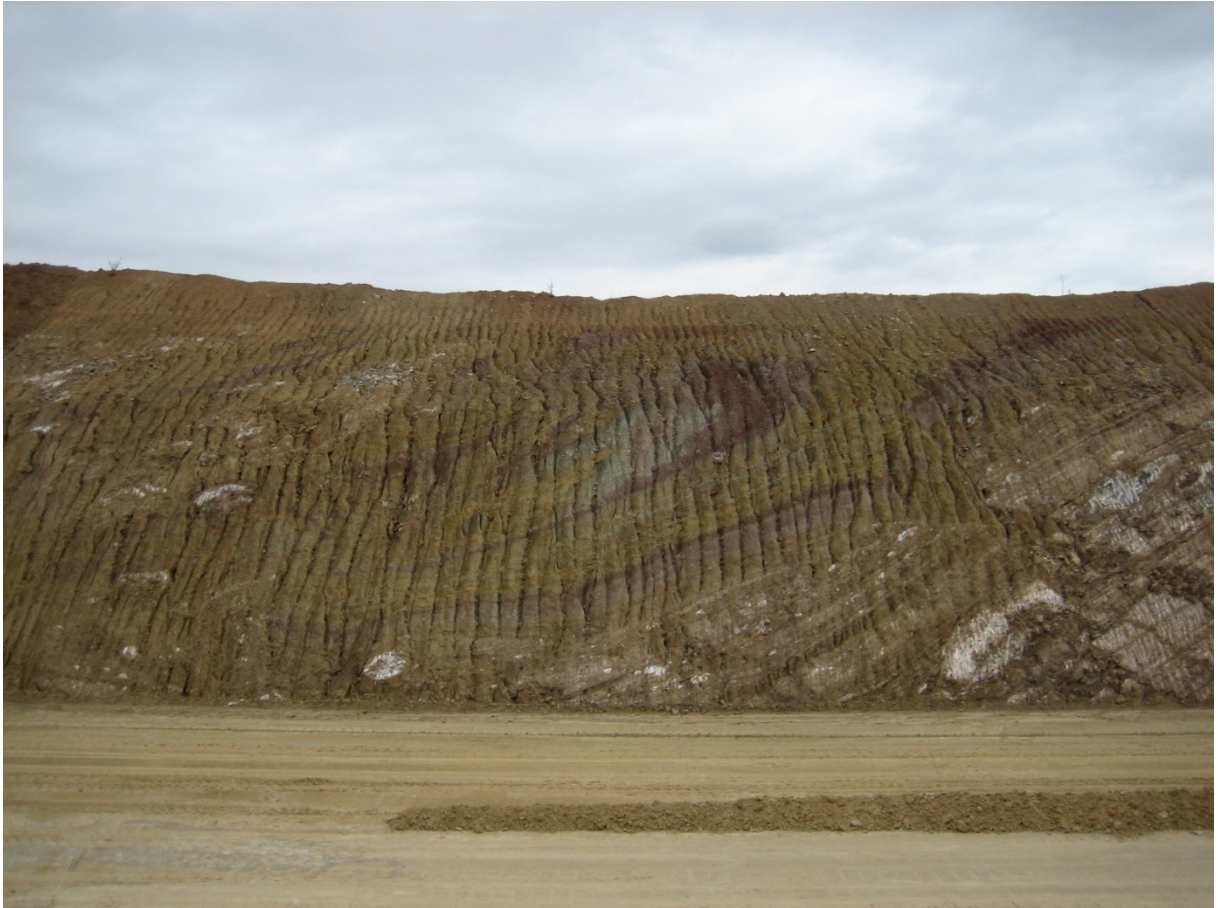


Foto 2-4. Secuencia estratificada de debritas (debris flow) y arenas, limos y arcillas (mud flow). A techo de la misma se advierten los fenómenos de slumping

Así pues, la paleopendiente determina la dirección y sentido en que se producen los “slumpings”. Las medidas efectuadas sobre la vergencia del plano axial de dichos “slumpings”, nos indican una componente oeste-noroeste, dato de gran valor para poder reconstruir la procedencia.

En resumen los olistolitos constituyen paquetes o bloques deslizados que pueden preservar su estructura interna o no. Además se reconocen mass-flow, constituidos por debris-flow y mud-flow. Los primeros pueden proceder de la disgregación parcial de los olistolitos, de hecho las litologías son idénticas y lo único que difiere es el tamaño, los segundos se producen cuando el deslizamiento afecta a materiales más margosos.

En general las facies con predominio de olistolitos se encuentran mejor representadas en posiciones más meridionales de la cuenca, mientras que las de debris-flow se sitúan preferentemente en posiciones más septentrionales. Las de mud-flow están homogéneamente distribuidas.

2.4.1.7.- EDAD DE LA UNIDAD OLISTOSTRÓMICA

Los argumentos en los que se basa la asignación de la edad que se propone para la Unidad Olistostrómica son los siguientes:

- a) La edad de la unidad suprayacente es Serravalliense superior-Tortonense inferior. La edad de la unidad infrayacente datada es Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

- b) Los clastos más jóvenes, contenidos en esta unidad, que se han estudiado (margas y margocalizas blancas) han permitido datar el Langhiense inferior.
- c) La matriz que envuelve a los clastos, ha suministrado fauna de edades comprendidas entre el Trías y el Langhiense superior-Serravalliense inferior.

A partir de estos argumentos se deduce que la edad de esta Unidad, debe estar comprendida en el intervalo de tiempo Langhiense superior-Serravalliense inferior.

2.4.1.8.- PROCESOS TECTÓNICOS

Los datos de subsuelo muestran en el seno de esta unidad, superficies con vergencias hacia el norte, en ocasiones imbricadas, que deben pertenecer a láminas cabalgantes despegadas y apiladas. En este mismo sentido se interpretan algunos de los pliegues de esta Unidad formados posteriormente al depósito (Foto 2-5).



Foto 2-5. Repliegues de la Unidad Olistóstromica que se han interpretado como formados a partir de la tectónica posterior al Serravalliense inferior.

Las observaciones efectuadas en el área estudiada, ponen de manifiesto la existencia de superficies de fricción entre olistolitos y bloques o cantos, en las debritas de la Unidad Olistostrómica. La naturaleza eminentemente plástica de la matriz que envuelve a estos elementos y la dispersidad de los mismos, no permite obtener datos suficientes con los que se puedan reconstruir alineamientos tectónicos en relación con láminas cabalgantes.

2.4.2- TECTONOSOMAS

Recientemente se considera que los fenómenos de deformación y arrasamiento de rocas en los cinturones orogénicos, desplazándose gravitacionalmente o asociados a los esfuerzos direccionales por unas pendientes, han tenido gran incidencia en la estructura interna y en la geometría de las cuñas de acreción. Estos procesos pueden estar directamente asociados con el desplazamiento de masas de rocas, a partir de la exhumación y erosión de rocas profundas y del transporte de cuencas satélites (piggy-back) ligadas a orógenos activos (Pini, 2004).

Los litosomas que se han generado a partir de estos fenómenos de arrasamiento, forman un grupo peculiar de rocas, caracterizados por una tasa muy alta de deformación interna con pérdida en la continuidad de los estratos y mezcla por apilamiento de los mismos.

La mezcla de estratos ha sido usada para indicar disrupción de estratos y por otra parte rocas caóticas. Este término de “mezcla” debe ser usado en sentido descriptivo pero no genético, por lo que habría que añadir los adjetivos: tectónico o sedimentario, en función de los diferentes orígenes de las rocas (Silver and Beutner, 1980, en Pini, 2004).

2.4.2.1.- CARACTERÍSTICAS DE LOS TECTONOSOMAS

La característica esencial de los tectonosomas es que los componentes de la fábrica de la roca se presentan, por una parte como paquetes estratificados y abudizados, que conservan la estructura y litología original, y por otra se hallan bloques inmersos en una matriz pizarrosa. La matriz suele estar muy estirada y es paralela a los bloques y a los paquetes estratificados. Cada tectonosoma lo forman unidades estructurales de diferente edad y los contactos son mecánicos (Pini et al, 1999).

En suma, la fábrica de los tectonosomas presenta los siguientes atributos:

- Estratos competentes formados por: calizas y dolomías, margocalizas, margas y margocalizas y margas y areniscas.
- Bloques con una orientación preferentemente paralela al esfuerzo y a los planos de estratificación.

Las dimensiones de los bloques suelen mostrar diferente rango. Desde orden métrico a centimétrico. Y los que presentan orden hectométrico o superior.

La matriz formada esencialmente de margas o arcillas margosas, comporta un desarrollo penetrativo y anastomosado de los planos de esquistosidad.

Cada unidad estructural deriva de la deformación de unidades estratigráficas sencillas, parcialmente rotas, organizadas en cuerpos y bandas desmembradas y con una cronología determinada.

Según Pini et al, 1999 y Pini, 2004, el término tectonosoma se debe de utilizar en vez de los términos: formación rota, fragmentada, secuencia desmembrada, complejo caótico, complejo frontal, arcilla con bloques, olistostroma, etc, según diversas etimologías de otros tantos autores que se han citado en esta memoria

2.4.2.2.- ANTECEDENTES

Los tectonosomas se definen y así han sido identificados cartográficamente, como bloques inmersos en una matriz de rocas que derivan originalmente de unidades estratigráficas que proceden del Orógeno Apenínico. En la Cordillera Bética nunca se han identificado tectonosomas pero si unidades tectónicas que están en el rango de tectonosomas según la bibliografía

consultada.

Baena 1972 (Hoja de Caravaca, 910) describe que entre el Jurásico Subbético alóctono y el Mioceno inferior autóctono, perteneciente al Prebético, se encuentra una lámina tectónica con una potencia de unos 200 metros, constituida por una mezcla de materiales replegados y de edad variable. A esta banda la denomina: Complejo Frontal.

Este Complejo comporta los siguientes elementos:

- Láminas discontinuas de materiales triásicos.
- Estratos rotos de margas amarillentas, areniscas y calizas oolíticas del Aptense-Cenomanense.
- Lechos abudizados y muy deformados de margas y margocalizas rosadas del Cretácico superior.
- Capas rotas y distorsionadas de calizas arenosas, margas arenosas y areniscas del Paleoceno-Eoceno.
- Trozos del Mioceno inferior, con cita textual: *“arrancados del autóctono sobre el que se ha deslizado y englobado dentro de toda esta masa”*.

Raymon, 1984, utiliza el término tectonosoma en vez de la denominación antes utilizada de: “formación rota, fragmentada o secuencia desmenbrada”

De los datos de que se disponen la primera diferenciación cartográfica entre olistostromas y tectonosomas proviene Pini, 1987a y 1987b y Castellarini y Pini, 1989. Sin embargo, estos autores a partir de 1993 y 1999 es cuando comienzan a separar unidades tectónicas en el norte de los Apeninos, caracterizando cabalgamientos imbricados y láminas y mantos cabalgados con vergencias hacia el norte. Se separan los olistostromas de los tectonosomas.

Roldán, 1994 y 2009, en trabajos cartográficos diferenció en la parte occidental de la Cuenca de Guadix-Baza, entre los dominios Subbético y Prebético, una unidad tectónica formada por paquetes fuertemente deformados y entremezclados de materiales triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios. Los contactos mecanizados entre estas formaciones y la presencia continua de una fábrica esquistosa, contribuyó a diferenciar estos materiales de los olistostromas.

Kemkin y Kenkina, 2000, describen tres unidades estructurales en el Mesozoico de Taukuha (Rusia), sobre las que se superpone un olistostroma. Las dataciones obtenidas muestran que los tres fragmentos han sido sucesivamente apilados en un prisma de acreción, separadas por olistostromas, de unidades desde el Paleozoico al Cretácico inferior.

Golonka et al, 2003, describen en los Cárpatos secuencias, de edades comprendidas entre Jurásico y Mioceno inferior, completamente desenraizadas de su basamento formando cuñas de acreción.

Roldán 2004 pone de manifiesto que en el frente norte de la Cordillera Bética y en el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir, además de la Unidad Olistostrómica, aparecen formaciones fuertemente deformadas, dentro de las cuales se reconocen láminas, cuñas, lentes tectónicas, etc, procedentes de diferentes dominios de la Cordillera Bética. Frecuentemente estos elementos tectónicos, fragmentados, desgajados y entremezclados, abarcan edades desde el Triásico al Mioceno Inferior.

Camurri et al, 2005 interpretan a partir de datos de sísmica de reflexión en el Arco Bético-Rifeño dos cuerpos caóticos de tamaño considerable. Uno formado por depósitos gravitatorios fundamentalmente (olistostromas) y otro constituido por una mezcla tectónica (cuña de acreción). El primero representa grandes depósitos de flujo procedentes de la denudación de los edificios estructurales Bético-Rifeños, en respuesta a la fase paroximal entre Europa y África. Los datos de

sísmica de reflexión y refracción revelan, que las cuñas de acreción, de vergencia Oeste, están relacionadas con la porción más externa del Arco de Gibraltar.

2.4.2.3.- CARACTERÍSTICAS DE LOS TECTONOSOMAS

Las revisiones cartográficas que el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) está realizando en la Cordillera Bética, han puesto de manifiesto que formaciones fuertemente deformadas, rotas y entremezcladas, son equivalentes al término tectonosoma, puesto de manifiesto en los Apeninos por Pini (1987) y Castellarini y Pini (1989). Las características desde el punto de vista sedimentario y tectónico, la fábrica y composición de estas formaciones y la disposición que presentan respecto a otras unidades del Orógeno Bético, permiten poder hacer una clara diferenciación entre lo que se ha denominado Unidad Olistostrómica (Roldán, 1995) y Tectonosomas en el sentido de Pini (1999).

Los conceptos de olistostromas y tectonosomas, a su vez, pueden ser utilizados para una nueva distinción cartográfica, teniendo en cuenta la distribución regional y la edad de los litotipos. En este sentido se pueden diferenciar distintos tipos de unidades, cada una de las cuales es definida en base a su carácter y edad.

Entre los meridianos geográficos estudiados en este Proyecto solo se han podido diferenciar tectonosomas en la parte oriental de la misma. Sin embargo, si se han podido identificar dentro de la Unidad Olistostrómica, grandes bloques (olistolitos) formados por cuñas y estratos mezclados de unidades mesozoicas y terciarias, que proceden del desmantelamiento de estas unidades y que han sido incorporados a la Unidad Olistostrómica mediante procesos gravitacionales.

En los trabajos cartográficos que se han realizado solo se consideran tectonosomas a bandas con una amplitud de varios kilómetros, dentro de las cuales hay partes de series mesozoicas bien identificadas y separadas por superficies tectónicas.

Se consideran tectonosomas de unidades triásicas a las formadas por paquetes o estratos con mayor dominio de esta edad (Foto 2-6).



Foto 2-6.- Tectonosomas de unidades triásicas

Se consideran tectonosomas de unidades jurásicas a las formadas por paquetes o estratos con mayor dominio de esta edad (Foto 2-7).



Foto 2-7. Tectonosomas de unidades jurásicas

Se consideran tectonosomas de unidades cretácicas a las formadas por paquetes o estratos con mayor dominio de esta edad (Foto 2-8, A). En ocasiones las series triásicas se encuentran incorporadas como tectonosomas en las cretácicas (Foto 2-8 B).



A



B

Foto 2-8.- A: Tectonosomas de unidades cretácicas. B: Tectonosomas triásicos dentro de los cretácicos (detalle de A)

Se consideran tectonosomas de unidades terciarias a las formadas por paquetes o estratos con mayor predominio de esta edad (Foto 2-9).



Foto 2-9.- Tectonosomas de unidades terciarias

En la Foto 2-10 se muestra la diferencia entre la facies característica de la Unidad Olistostrómica (A) y la fábrica de un Tectonosoma de unidades cretácicas (B).



Foto 2-10.- A: Unidad Olistostrómica. B: Tectonosoma Cretácico

En la Foto 2-10, A se observan brechas con clastos de naturaleza triásica, jurásica y del Cretácico superior; es una debrita que se ha formado por flujo de cantos dentro de una matriz arenosa. En B se nota la matriz pizarrosa del tectonosoma que comporta un desarrollo penetrativo y anastomosado de los planos de esquistosidad.

2.4.3.- RELACIONES ESTRUCTURALES ENTRE LOS TECTONOSOMAS Y LA UNIDAD OLISTOSTRÓMICA

El contacto de los olistostromas con los tectonosomas suele ser plano y muy neto (Foto 2-11, A y B). Los olistostromas también incorporan clastos o fragmentos pertenecientes al tectonosoma; véase en la Foto 11, B, que los dos cantos de color blanco inmersos en la Unidad Olistostrómica pertenecen al tectonosoma.



Foto 2-11.- En el talud de la carretera: en la parte baja, tectonosoma de unidades cretácicas, sobre éste la Unidad Olistostrómica. B: detalle de la A

Estas relaciones que se observan en la Foto 2-11 son las que suelen verse en campo. Ofrecen un contacto neto que es de tipo estratigráfico formado por el acúmulo de cantos transportados por un flujo tractivo.