

**"ESTUDIO GEOLOGICO A ESCALA 1:50.000 DE
LAS HOJAS 929, 949, 950, 971 Y 972 DEL MAPA
GEOLOGICO NACIONAL Y ESTUDIOS
COMPLEMENTARIOS".**

Informe Complementario: ANALISIS ESTRUCTURAL

Abril, 1.995

INDICE

	<u>Pág.</u>
1.- INTRODUCCION	1
1.1.- NECESIDAD DEL ESTUDIO TECTONICO	3
1.2.- PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION	4
1.3.- METODOLOGIA DE ESTUDIO	5
 2.- LA CORDILLERA BETICA	 7
 3.- ANALISIS ESTRUCTURAL. RELACIONES TECTONICA- SEDIMENTACION	 13
3.1.- EVOLUCION TECTONICA Y SEDIMENTARIA DEL MARGEN SURIBERICO	 16
3.1.1.- Etapa inicial	19
3.1.2.- Etapa de rifting	21
3.1.3.- Etapa de expansión oceánica	22
3.1.4.- Etapa de margen convergente	24
3.2.- DINAMICA DE CUENCAS SEDIMENTARIAS, ASOCIADAS A CINTURONES OROGENICOS	 28
3.3.- DIVISION DE ZONAS ESTRUCTURALES	32
3.3.1.- Zonas Internas	33
3.3.2.- Zonas Externas	34
3.3.2.1.- Prebético	35
3.3.2.1.1.- Antecedentes	36
3.3.2.1.2.- Características tectónicas	40
3.3.2.1.3.- Interpretación tectónica	53
3.3.2.2.- Subbético	56
3.3.2.2.1.- Antecedentes	56
3.3.2.2.2.- Caracterización tectónica	57
3.3.2.2.3.- Interpretación tectónica	66
3.3.3.- Cuenca de Antepaís	70

	<u>Pág.</u>
3.3.3.1.– Unidad Langhiense – Serravalliense inferior–medio	73
3.3.3.1.1.– Algunas características de los procesos gravitacionales	73
3.3.3.1.2.– Algunas características de los procesos tectónicos	75
3.3.3.1.3.– Unidad Tectónico–Gravitacional	77
3.3.3.1.3.1.– Antecedentes	77
3.3.3.1.3.2.– Características tectónicas	79
3.3.3.1.3.3.– Interpretación tectónica	83
3.3.3.2.– Ciclo Serravalliense superior – Tortoniense inferior	87
3.3.3.2.1.– Características tectónicas	87
3.3.3.2.2.– Interpretación tectónica	89
3.3.3.3.– Unidad Tortoniense superior	90
3.3.3.3.1.– Características tectónicas	91
3.3.3.3.2.– Interpretación tectónica	92
3.3.4.– Cuencas Continentales Interiores del Orógeno Bético	93
3.3.4.1.– Unidad Turolense superior – Plioceno inferior	93
3.3.4.2.– Unidad Plioceno – Pleistoceno	94
3.4.– DIVISION DE LIMITES ESTRUCTURALES	95
3.4.1.– Límites de la cuenca de antepaís	96
3.4.2.– Límite entre Prebético y Subbético	98
3.4.3.– Límite entre Subbético y Zonas Internas	99
3.4.4.– Límites entre Subbético y la U.T.G.	101
3.4.5.– Corredor del Guadiana Menor	102
4.– BIBLIOGRAFIA	104
ANEXOS:	
– MAPA DE LINEAMIENTOS	
– PERFILES SISMICOS	

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

Esta memoria se presenta como un informe complementario al Proyecto:
"Estudio Geológico a Escala 1:50.000 de las Hojas 929, 949, 950, 971 y 972 del Mapa Geológico Nacional y Estudios Complementarios"

Se abordan de manera fundamental los estudios tectónicos y sedimentarios realizados en las 5 hojas y zonas adyacentes, para las que se ha elaborado un mapa de síntesis a E.1:200.000. En este sentido se contempla el análisis estructural del Orógeno Bético de este sector y su proceso evolutivo hasta época reciente.

Para llevar a cabo este estudio de forma coherente se han utilizado todos los datos procedentes de la cartografía, estratigrafía, subsuelo y además de los lineamientos obtenidos de la imagen satélite LAND-SAT.

Por lo tanto esta memoria recogerá toda la información, analizada e interpretada, referente a: análisis estructural, teledetección, geofísica y neotectónica, que figuran como disciplinas a realizar durante la ejecución de este Proyecto.

1.1.- NECESIDAD DEL ESTUDIO TECTONICO

La situación del área de estudio cubre: 1) una parte del contacto de las Zonas Internas con las Zonas Externas, 2) otra parte del contacto de la Zona Subbética con la Zona Prebética, 3) un segmento del frente cabalgante con morfología de escamas del Prebético, 4) la parte oriental y meridional de la Cuenca del Guadalquivir, 5) el corredor tectónico del Guadiana Menor y 6) la Cuenca de Guadix-Baza. Por lo tanto, se cree que hay razones más que suficientes para que el estudio tectónico, con los trabajos auxiliares que contempla el Proyecto, sea abordado de manera exhaustiva.

Así pues, el área de estudio ocupa una posición inmejorable en una amplia transversal del Orogeno Bético, para cuando menos hacer las siguientes observaciones desde el punto de vista estructural:

- Aparición en el área de estudio de grandes afloramientos ocupados por unidades de carácter tectónico y gravitacional, que contienen grandes bloques o megabloques pertenecientes a unidades que corresponden a las Zonas Externas (principalmente Subbético).
- Importante desconexión y tectonización entre afloramientos pertenecientes a unidades neógenas.
- En general gran tectonización puesta de manifiesto por escamas, pliegues, bloques fragmentados de naturaleza diferente pertenecientes a Prebético y Subbético.

- También es destacable el conjunto de lineamientos o grandes fracturas con directrices complejas.

1.2.- PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION

Las tareas de investigación que el equipo de trabajo viene desempeñando en los últimos diez años en las Cordilleras Béticas, y toda la problemática suscitada recientemente con el estudio de este bloque de hojas del Plan MAGNA, ha propiciado un planteamiento específico para la realización de un estudio estructural a gran escala.

Para el planteamiento de la investigación se ha partido de la información existente y la que el Proyecto ha aportado. En este sentido, se han realizado los siguientes trabajos:

- a) Síntesis tectónica a E.1:50.000. Con el auspicio de las hojas que componen el proyecto y todas las limítrofes, se ha realizado una síntesis tectónica en la que se han considerado solamente unidades o dominios geológicos definidos a escala de cordillera.
- b) A partir de la síntesis tectónica a E.1:50.000, se ha elaborado una síntesis a E.1:200.000, mucho más manejable en cuanto a la observación y correlación no sólo de unidades, sino también de zonas y/o límites estructurales.
- c) Identificación de *Zonas Estructurales* representadas por dominios pertenecientes a la Placa de Alborán, y al Margen Suribérico. También unidades correspondientes a la formación de cuencas neógenas dentro del Orógeno Bético.

- d) Representación de *Límites Estructurales* basados en lineamientos, fracturas, límites de estructuras y en definitiva en aquellas franjas, corredores o pasillos tectónicos donde los procesos de deformación son muy acentuados.

1.3.- METODOLOGIA DE ESTUDIO

Especial atención ha debido prestarse, por la naturaleza del trabajo, a la correlación de eventos tectónicos y estratigráficos, lo que ha hecho necesario efectuar una revisión crítica lo más exhaustiva que ha sido posible, de la bibliografía publicada hasta la fecha ya sean mapas, esquemas geológicos o textos.

Se ha procedido a la recopilación de todas las líneas sísmicas que cubre la síntesis a E.1:200.000. El estudio, interpretación y representación de las líneas sísmicas se ha efectuado bajo el auspicio de la estratigrafía sísmica. La escala de trabajo para la interpretación de los perfiles ha sido diferente según la documentación obtenida, variando entre 1:10.000 y 1:40.000, que se presenta en el apartado de **Anexos**. El método más operativo para aportar estos documentos en esta memoria, ha sido el común en estos trabajos, es decir el perfil sísmico reducido y su interpretación.

Análisis e interpretación de lineamientos sobre la ortoimagen espacial a E.1:100.000, publicada por el INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL en falso color. Esta misma labor se ha realizado sobre la imagen a E.1:100.000 obtenida con el satélite LANDSAT 5 en Enero de 1.993 en la banda 4. En el apartado de **Anexos**, se presenta un mapa con los lineamientos deducidos, que se han interpretado a partir de la red hidrográfica, de los límites de las estructuras, de los límites tectónicos, etc..

Finalmente, con la ayuda del mapa de síntesis estructural, se ha procedido a la selección, reconocimiento y verificación en campo de las diferentes unidades geológicas, identificando aquellas que tienen un marcado carácter tectónico y/o

gravitacional; de igual modo se ha procedido para los accidentes o lineamientos estructurales.

2.- LA CORDILLERA BETICA

2.- LA CORDILLERA BETICA

Situada al sur de la Meseta Ibérica la Cordillera Bética forma parte de la rama más occidental del Orógeno Alpino que circunda el Mediterráneo. Se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta Asia Menor.

La Meseta Ibérica constituye a grandes rasgos los afloramientos de rocas proterozoicas y paleozoicas, que cubren la mitad occidental de la Península Ibérica. A su vez representa el vestigio más occidental de la denominada Cadena Hercínica Europea (**figura 1**). Esta Cadena es un orógeno paleozoico formado durante la colisión de los dos supercontinentes paleozoicos: Gondwana y Laurentia (QUESADA, 1992).

Las Cordilleras Béticas y el Rif de Marruecos constituyen el sector más occidental de la Cadena Alpino-Mediterránea (**Fig. 1**). Estas Cordilleras tienen la particularidad de presentar una estructura generalizada en mantos de corrimiento, que se han originado esencialmente durante el Cretácico y el Terciario de acuerdo con la

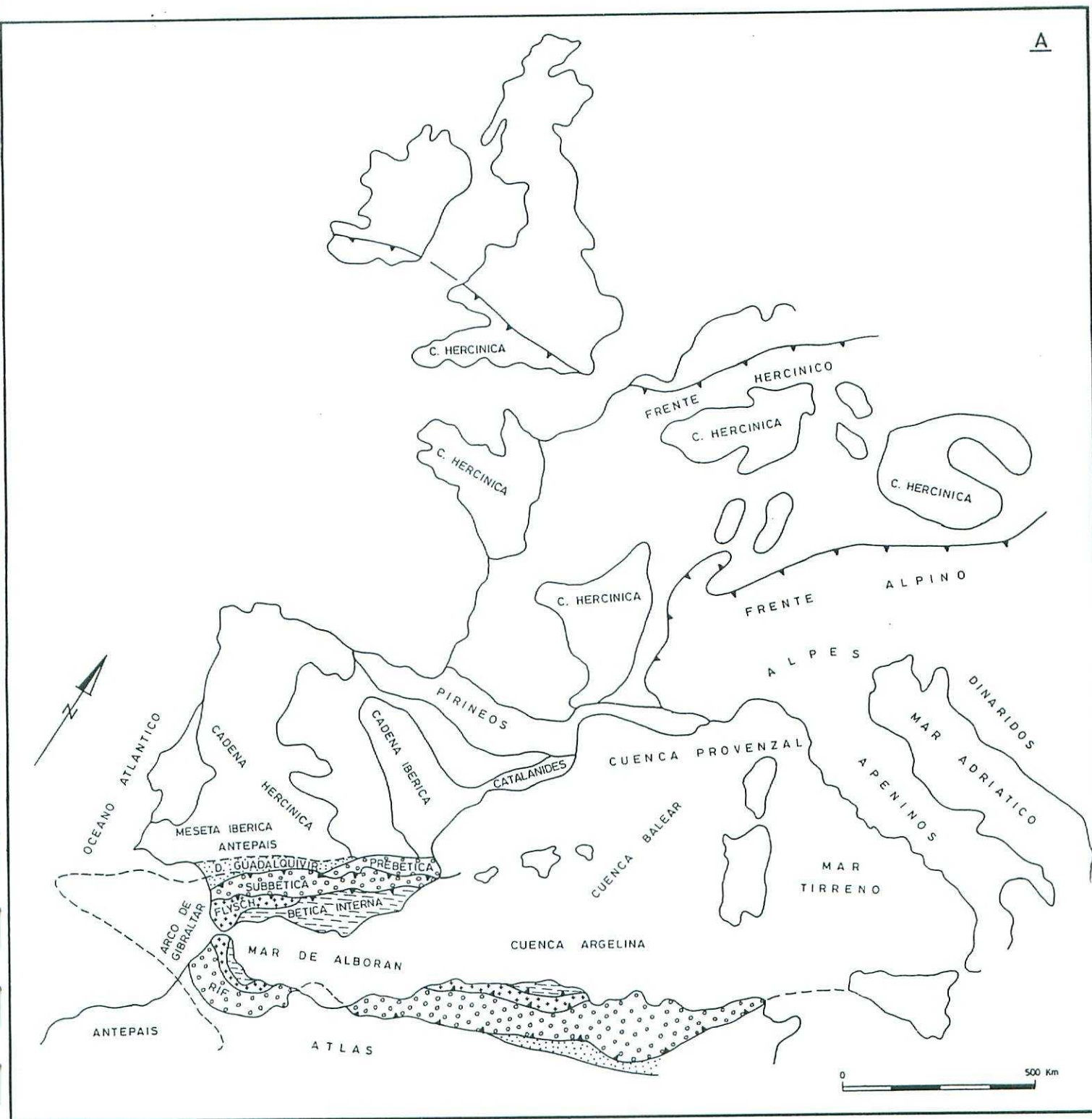


Fig.- 1. Situación de las principales cadenas hercínicas y alpinas de Europa Occidental.

idea de la mayoría de los autores . Las directrices predominantes son aproximadamente E-O. Hacia el E las Cordilleras Béticas prosiguen hasta las Islas Baleares, donde se interrumpen probablemente debido a la apertura de las cuencas Balear y Provençal. Por el S conectan con el Rif mediante el Estrecho de Gibraltar, en forma de arco y la rama meridional se extiende hacia el E por las costas de Argelia y Túnez, formando la Cadena Maghrebí. Entre ambas cadenas, Bética y Maghrebí, se ubica el mar de Alborán y la cuenca Argelina, el primero constituido por corteza continental adelgazada y la segunda por corteza oceánica (GOMEZ, 1.992). El cuadro estructural Alpino del Mediterráneo se completa con el sector oriental, constituido por los Alpes que conectan con dos grandes cordilleras los Apeninos y los Dináridos (Fig. 1).

Otras Cordilleras Alpinas, próximas a esta cadena, que deben considerarse aparte son: El Atlas en el lado africano y la Ibérica, Pirineos y Catalánides en el continente europeo, cuyas directrices tectónicas interfieren hacia el E con las de los Alpes.

Las Cordilleras Béticas se han dividido en Zonas Internas y Zonas Externas (fig. 2), subdivididas a su vez en complejos o conjuntos de acuerdo con sus características estratigráficas, tectónicas y metamórficas.

De los dos segmentos estructurales mencionados anteriormente, Meseta Ibérica y Cordilleras Béticas, el primero representa el *antepaís* o zona estable y no deformada. El segundo constituye el Orógeno Alpino que está formado por un conjunto de unidades alóctonas que se desplazan hacia el antepaís. Este desplazamiento, inducido por la deriva hacia el OSO de las Zonas Internas, que forman parte de la microplaca de Alborán (ANDRIEUX, et al. 1.971), origina una colisión con el Margen Ibérico. La compresión entre la Península Ibérica y África pudo originar esta microplaca en el Mediterráneo, que fue empujada hacia el O (MALDONADO, et al. 1.988). Esta compresión pudo desarrollarse en dos fases: durante el Cretácico superior al Eoceno y durante el Mioceno medio (MALDONADO et al. 1.988).

Es precisamente en el Neógeno cuando se producen los estados de mayor deformación de las Zonas Externas y tiene lugar la evolución Alpina reciente en las Cordilleras Béticas. Se inicia el desarrollo de depresiones o cuencas asociadas desde el Mioceno inferior y medio y con mayor expresión hacia el Mioceno medio-superior (Boccaletti et al. 1.987). Las cuencas más importantes son: Guadalquivir que representa una posición externa adyacente a la Meseta; Granada, Guadix-Baza, Ronda, situadas entre las Zonas internas y Externas; Almería, Sorbas-Vera y otras, asociadas a las Zonas Internas (**figura 2**).

Durante el Neógeno, la parte septentrional de las Zonas Externas y la Depresión del Guadalquivir han sufrido una evolución tectónica y sedimentaria escalonada en el tiempo al menos desde el Langhiense hasta el Plio-cuaternario.

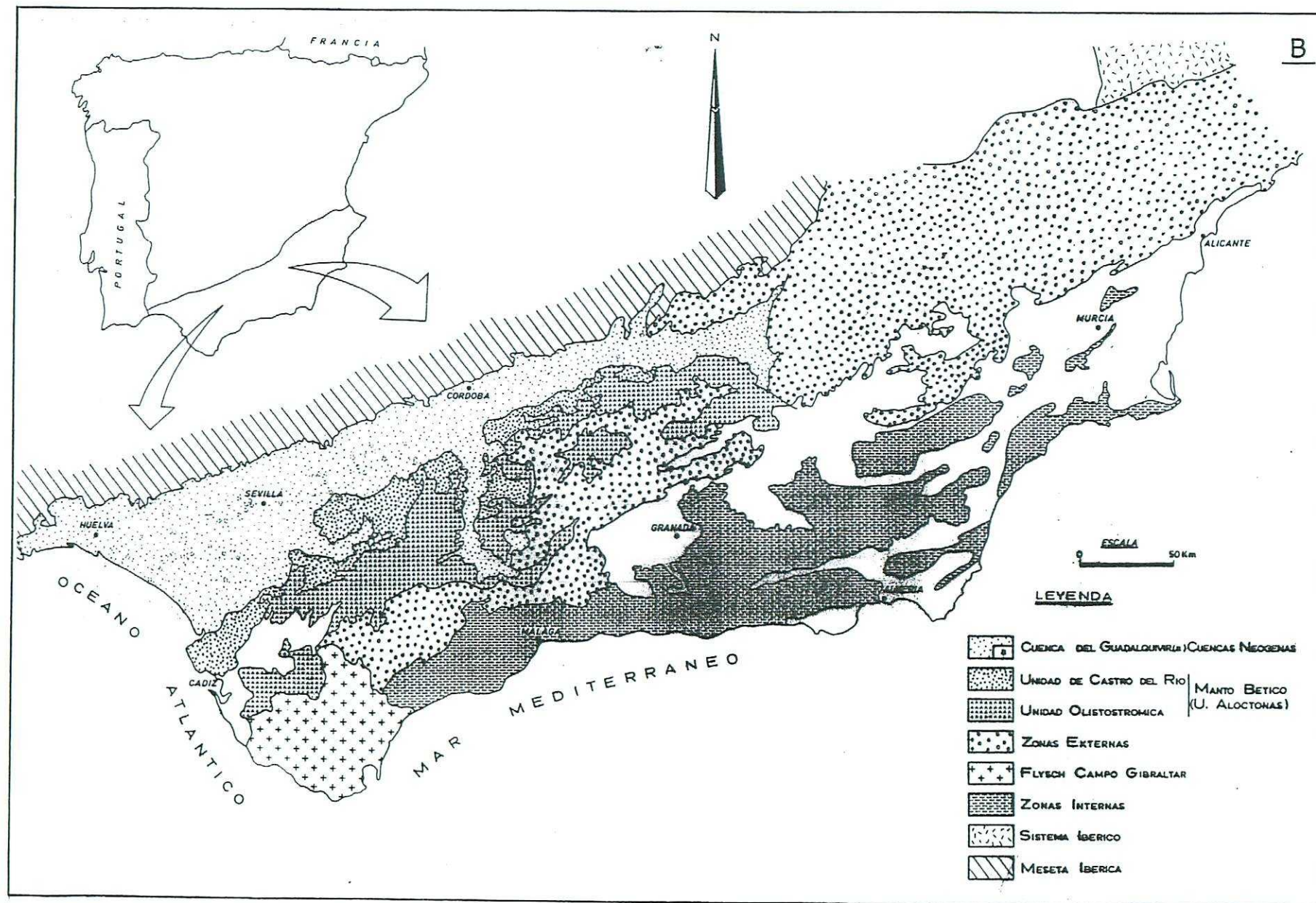


Fig.-2. Situación de las Cordilleras Béticas y dominios paleogeograficos y cuencas neógenas.

3.- ANALISIS ESTRUCTURAL. RELACIONES TECTONICA-
SEDIMENTACION

3.- ANALISIS ESTRUCTURAL. RELACIONES TECTONICA- SEDIMENTACION

Este epígrafe versará sobre la evolución tectosedimentaria del margen meridional de la Placa Ibérica, desde que comienza a individualizarse en el Triásico, hasta su deformación en el Neógeno.

De acuerdo con el planteamiento de la investigación se ha elaborado un mapa de síntesis tectónica (**figura 3**), donde se hace una separación de unidades estructurales, que en gran medida responden a dominios paleogeográficos, se hará una descripción de las mismas, se indicará su deformación estructural y las relaciones entre tectónica y sedimentación.

También se procederá al análisis de los límites estructurales entre las diferentes unidades, haciendo indicación expresa, cuando sea posible, de la migración del transporte tectónico ya sea en frentes de cabalgamiento a través de corredores estructurales.

La interpretación de lineamientos a partir de la imagen del satélite LANDSAT y el análisis de los datos de subsuelo, con el auspicio de perfiles sísmicos, permitirá abordar rasgos estructurales que pueden pasar desapercibidos o estar ocultos a la observación directa.

3.1.- EVOLUCION TECTONICA Y SEDIMENTARIA DEL MARGEN SURIBERICO

El borde meridional que rodea la Placa Ibérica por el sur, sobre el que están instaladas las Zonas Externas y Depresión del Guadalquivir, ha sido considerado como un margen pasivo (VERA, 1.981). Este margen se compartimentó tras una etapa de *rifting* intracontinental durante el Jurásico inferior y medio (GARCIA-HERNANDEZ, 1.986), evolucionó a un margen convergente durante el Paleógeno, para deformarse configurando una cuenca de antepaís durante el Neógeno (PORTERO et al. 1.984). Procesos similares han sido propuestos en los Alpes occidentales (DERCOURT et al, 1.985), Alpes meridionales (BOSELLINI, 1.973; WINTERER y BOSELLINI, 1.981) y Apeninos (D'ARGENIO, 1.974).

Estudios efectuados a partir de las anomalías de fondos oceánicos permiten reconstruir las fases de apertura del Atlántico. Es significativo mencionar la diferencia en el tiempo en la apertura del Atlántico central y del Atlántico norte esta última más tardía. Este hecho conlleva movimientos relativos entre Africa, Iberia y Europa (OLIVET et al, 1.982 y 1.984). Estos movimientos ponen de manifiesto la existencia de dos accidentes mayores, fallas transformantes, uno localizado al norte de África (que limitaría África e Iberia) y otro hacia la posición actual del Pirineo, que separaría Iberia de Europa (figura 4).

Desde el Lías al Aptiense varió notablemente la posición relativa de África e Iberia (figura 4.A), ya que mientras la primera se desplazó hacia el E unos 1.300 km (manteniendo fija Europa), Iberia apenas lo hizo en el mismo sentido unos

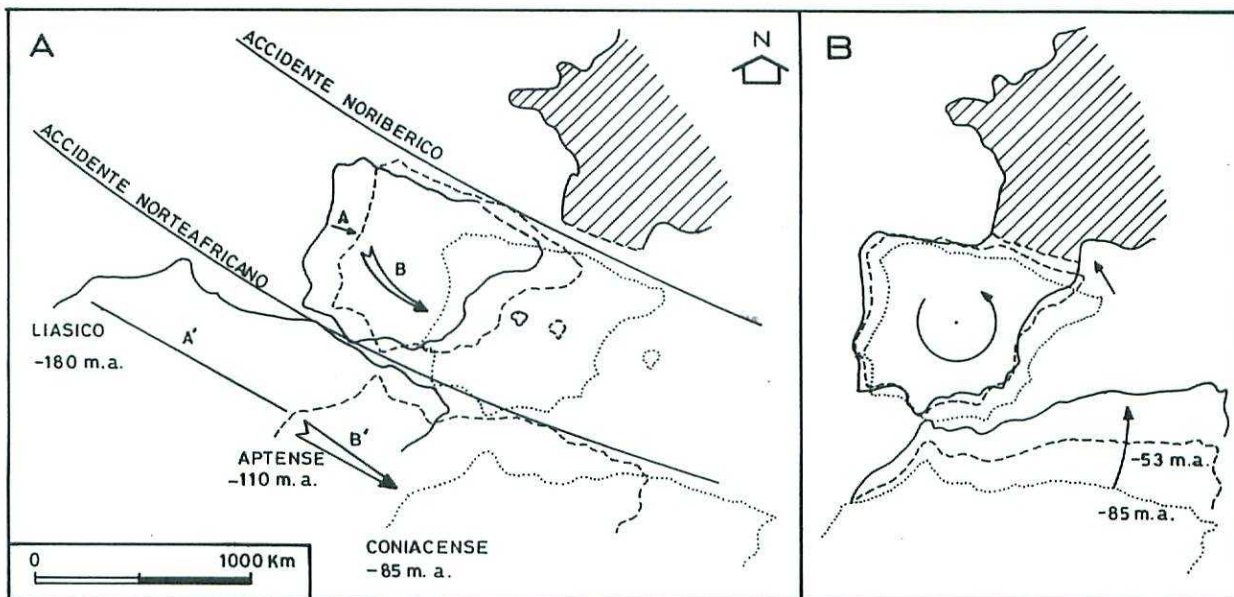


FIG. 4 - Movimientos relativos entre Europa, Ibería y África, durante la apertura del Atlántico, según Olivet et al. (1984).
 A) Movimientos para el intervalo Liásico al Cretácico superior; a efectos de representación, Europa se considera fija y se marcan los movimientos relativos de Ibería y África. B.- Desde El Cretácico superior hasta la actualidad.

150 km. Desde el Aptiense al Coniaciense las placas de Iberia y Africa migraron hacia el este con respecto a Europa, pero manteniendo una posición relativa análoga y por tanto inmóvil al accidente nort-africano. La causa de estos movimientos fue la expansión del Atlántico central y simultáneamente de las áreas oceánicas ligadas al Tethys Ligur.

Desde el Coniaciense al Tortoniense (**figura 4.B**), se produjo un giro antihorario de la península, que trajo consigo la formación de la cadena pirenaica, con la consiguiente soldadura de la Placa Ibérica con la Europea, y un desplazamiento girado de la placa Africana hacia el Norte.

Por otro lado, es difícil fijar la posición original de los materiales de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas durante el Mesozoico y Paleógeno. La idea más admitida es que después de la etapa inicial de *rifting*, se individualizaron dos franjas de corteza oceánica, comunidades por el norte con el Tethys Ligur.

Las Zonas Internas ocuparían desde el Jurásico superior al Mioceno inferior, un área limitada al este y oeste por franjas oceánicas, y por el sur por las franjas oceánicas acotadas por un gran accidente transformante (accidente norteafricano); a través del cual se inició la comunicación del fondo oceánico entre el Tethys Ligur y el Protoatlántico (DERCOURT et al., 1985).

Diversos autores admiten y consideran que los fenómenos de subducción acaecidos durante el Cretácico superior, ocasionaron la estructuración previa de las Zonas Internas, formando el denominado Bloque de Alborán (BOURGOIS, 1980). Este bloque ya estructurado es el que durante el Neógeno se movió con respecto a Iberia y Africa, hasta ocupar su posición actual. ANDRIEUX et al. (1971), sugieren una primera interpretación y proponen un desplazamiento con entidad propia de la microplaca de Alborán equivalente al término señalado por BOURGOIS anteriormente.

La evolución tectónica de este margen se representa en la **figura 5**. En ella se pueden diferenciar todas las fases de evolución de los márgenes que establece BOILLOT (1.984). Durante el Triás y el Lías Inferior, es la etapa anterior al *rifting* con depósitos continentales y marinos someros. En el Lías medio se produce la etapa de *rifting*, que conlleva, de una parte la ruptura de una gran plataforma carbonatada que cubría todo el margen (GARCIA-HERNANDEZ et al. 1.976), de manera análoga a lo que ocurre en los otros dominios alpinos (BERNOULLI y JENKINS, 1.974), y de otra parte, ayudado por la acción de fallas lístricas un adelgazamiento de la corteza continental en los surcos y, en especial, en el área límite entre las Zonas Externas y las Internas. En el Jurásico superior (**figura 5A**) se forma el fondo oceánico en éste área, y comienza con ello la fase de deriva, claramente expansiva. El máximo de expansión se alcanzó en el Cretácico superior (**figura 5B**) y se pasó a la etapa de subducción, por tanto con régimen compresivo. Durante el Paleógeno (**figura 5C**) continuó la etapa compresiva, como una subducción de la corteza oceánica bajo las Zonas Internas y depósito en la cuenca oceánica de materiales de facies flysch. Finalmente en el Mioceno inferior (Aquitaniense), tuvo lugar la fase de colisión continental (**figura 5D**) con el consiguiente acortamiento cortical, seguida de la actuación de importantes fallas de salto en dirección, lo que motivó que los materiales de las cortezas oceánicas quedasen ocultos.

3.1.1.- Etapas iniciales

La sedimentación del Margen Suribérico comienza con el depósito de materiales de edad Triásico, que muestran características propias de dominios intracontinentales (fluviales, lacustres, deltaicos) y marinos someros, similares a los de la Cordillera Ibérica. Estos elementos contrastan con las facies de algunas unidades de las Zonas Internas de las Béticas (Alpujárride y Nevado-Filabride), de carácter alpino con depósitos marinos durante el Triás medio-superior.

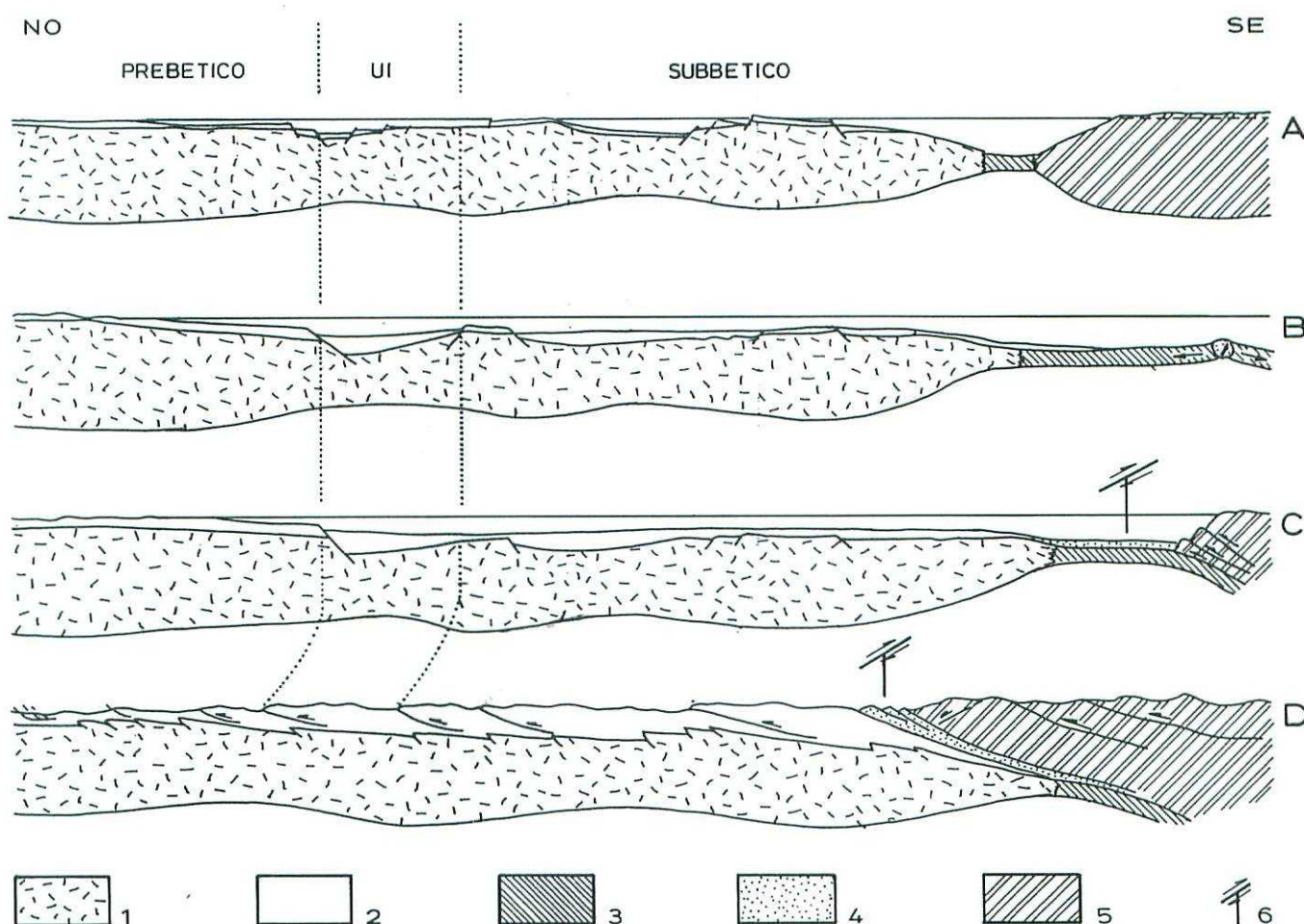


FIG.-5 Evolución del margen Ibérico de las Cordilleras Béticas. A.-Margen cuando se inicia la etapa de deriba (Jurásico superior). B.-Posición durante el Albense, en plena expansión. C.-Situación durante el Eoceno (fase de compresión). D.-Posición durante el Burdigaliense superior tras la colisión continental.

LEYENDA: 1.-Zócalo hercínico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas
2.-Cobertera sedimentaria (Triásico-Mioceno inferior medio). 3.-Corteza oceánica. 4.-Flychs internos. 5.-Zonas internas. 6.-Fallas de salto en dirección.

(Modificado de VERA, 1988).

El Lías inferior presenta facies de calizas propias de medios marinos someros (plataforma). Esta plataforma se extendía con características semejantes por el resto del margen noroccidental del océano Ligur (BERNOULLI y YENKYNS, 1.974). El final de la sedimentación de este intervalo muestra una secuencia somerizante hacia el techo, que termina en facies mareales (GARCIA-HERNANDEZ et al., 1.986), en especial con calizas bioclásticas del Carixiense inferior.

3.1.2.- Etapas de rifting

Comienza con la fragmentación de la plataforma durante el Carixiense por la acción de movimientos distensivos (fallas lítricas). La bajada eustática generalizada para esta época, condicionó una gran carstificación sobre los bloques emergidos (GARCIA-HERNANDEZ et al., 1.986; VERA et al., 1.987). La sedimentación se reanudó en la parte interna de la cuenca (Subbético), en condiciones pelágicas hacia el Domerense inferior, como consecuencia de un ascenso eustático (HALLAM, 1.984); los depósitos son calizas en niveles condensados con abundante fauna de ammonites (BRAGA, 1.983), que indican una baja velocidad de sedimentación y rápida colonización del fondo marino.

La sedimentación desde el Domerense hasta el final del Toarciense fue de marcado carácter pelágico (sin influencia continental), en la parte interna de la cuenca (subbético) y de plataforma carbonatada somera en la parte externa (Prebético). En el Dogger con la sedimentación pelágica se genera un dispositivo generalizado de surcos y umbrales, con el depósito de ritmitas de calizas y margas y calizas nodulosas y calizas condensadas respetivamente. En el surco principal (Subbético Medio), además de las ritmitas margo-calcáreas, hay secuencias radiolaríticas y rocas volcánicas intercaladas, y en los umbrales se depositaron calizas nodulosas; las calizas con sílex se encuentran indistintamente en umbrales o en surcos, con intercalaciones de episodios de tempestitas (MOLINA et al., 1.986), que sugieren un medio con una batimetría inferior a 200 m.

3.1.3.– Etapa de expansión oceánica

Representada por una subsidencia térmica en vez de tectónica como fue el *rifting*. Probablemente sucedió a final del Dogger o inicio del Malm. Al no aflorar materiales de la corteza oceánica situados entre las Zonas Internas y las Externas, no se puede precisar cual sería la edad de esta corteza. Sin embargo, podrían hacerse algunas sugerencias en base a los fenómenos sedimentarios que han quedado reflejados en las secuencias estratigráficas.

A final del Bathoniense y en el Calloviense se registraron discontinuidades estratigráficas (MOLINA et al., 1.984 y 1.985) en el Subbético, mientras que el Prebético presentó materiales pelágicos que denuncian una profundización en el Oxfordiense medio (GARCIA-HERNANDEZ y LOPEZ GARRIDO, 1.987). Si estos eventos estuvieran en relación con la etapa de deriva, como se ha mencionado hacia el límite Dogger-Malm, coincidirían en el tiempo con la formación del primer fondo oceánico del océano Ligur, según LEMOINE (1.982, 1.984) para los Alpes o MARCUCCI et al. (1.987) para los Apeninos.

Durante el Malm se llegó a la máxima diferenciación de surcos y umbrales en las Zonas Externas. Junto al continente (Prebético) el medio marino evolucionó hacia facies mareales (GARCIA-HERNANDEZ et al., 1.979). Más hacia la cuenca se creó un surco (Unidades Intermedias), con el depósito de margas radiolaríticas, rítmicas margoso-calcáreas y turbiditas calcáreas (RUIZ ORTIZ, 1.983). En el interior de la cuenca (Subbético) se diferencian dos umbrales (Subbético Externo y Subbético Interno –Penibético–). En estos umbrales se produjo la sedimentación de calizas nodulosas rojas y calizas pelágicas fosilíferas, la presencia de niveles de tempestitas asociados a éstas, sugieren fondos marinos pelágicos someros. El surco central presenta secuencias radiolaríticas (RUIZ ORTIZ et al., 1.987), cuya profundidad de depósito estimada es de 1.000 a 1.500 m; también hay turbiditas calcáreas, calizas

con sílex y ritmitas de calizas y margas, junto con rocas volcánicas submarinas (COMAS, 1.978).

En el Neocomiense la distribución de facies y la morfología de unidades cambió sustancialmente. El área más próxima al continente quedó emergida (Prebético Externo), el resto (Prebético Interno) lo formaron potentes series de sedimentos marinos someros y mareales. Más al sur (Unidades Intermedias) se depositó una potente ritmita de calizas y margas con intercalaciones turbidíticas. En el resto (Subbético) los sedimentos constituyeron una serie rítmica de calizas y margas (F. Carretero), con evidencias de deformación sinsedimentaria que denuncia una inestabilidad en la cuenca.

Durante el Barremense-Albense, la distribución de medios sedimentarios y geometrías de unidades fue muy diversa. Hacia el borde de cuenca se produjo un ciclo expansivo de facies urgonianas (GARCIA-HERNANDEZ, 1.979). En áreas más meridionales las secuencias son somerizantes, que evidencian dispositivos progradantes hacia el interior de la cuenca. En el surco meridional (Unidades Intermedias), se depositó una potente serie de turbiditas terrígenas (F. Cerrajón), mientras que en la parte más interna (Subbético) la sedimentación fue similar a la del Neocomiense.

El resto del Cretácico, en el borde de cuenca (Prebético) se inició con las facies Utrillas (con dispositivo expansivo), de carácter mixto y continuó con depósitos de plataforma carbonatada somera. Durante el Senoniense, en esta misma parte de la cuenca, se formaron dos ciclos sedimentarios de facies someras (excepción hecha en Alicante que son pelágicas); en el primer ciclo hay áreas donde no hay depósito, zonas de bypassing, MARTINEZ DEL OLMO et al., 1.982. En el resto de la cuenca se depositaron calizas y margas, localmente con sílex, en facies pelágicas; sólomente en zonas muy internas (Penibético) el Albiense superior presenta costras estromatolíticas fosfatadas pelágicas, con bajísima tasa de sedimentación.

3.1.4.- Etapa de margen convergente

Parece ser que tuvo lugar hacia el final del Cretácico o principio del Paleógeno. Hay diversos aspectos descritos por distintos autores como son: fenómenos tectónicos de carácter compresivo, presencia de turbiditas y depósitos afines intercalados en facies pelágicas, desplazamientos relativos entre Iberia y Africa y la estructuración y metamorfismo de las Zonas Internas. Todo esto es congruente y de la misma edad con el inicio de la subducción en los Alpes, concretamente del Tethys Ligur bajo Apulia.

En las Béticas existe una gran incertidumbre acerca de los eventos tectónicos y sedimentarios desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio, puesto que series o unidades consideradas de una edad determinada han resultado ser más modernas; por lo tanto las asignaciones paleogeográficas deducidas en base a esos datos no constituyen una fuente fiable de información.

Estudios recientes sobre la dinámica de la litosfera (CLOETINGH et al., 1.992), indican que la evolución tectónica y sedimentaria de la región Bética y mar de Alborán comenzó recientemente. Esta región ha experimentado una historia compleja donde se repiten fases tectónicas extensionales y compresionales.

A partir del inicio del Cretácico superior empezó la convergencia, como anteriormente se ha mencionado, de las placas Africana y Euroasiática, que continúa en la actualidad (VEGAS y BANDA, 1.982; SPAKMAN, 1.990). Dentro de este marco de colisión de gran escala se produjo la apertura de numerosas cuencas al oeste del Mediterráneo.

Según BAKKER et al., 1.989; PLATT y VISSERS, 1.989 y DE JONK, 1.991, en las Zonas Internas de las Béticas se produce una extensión que va acompañada de metamorfismo de baja presión y alta temperatura, y a la que se asocia además la intrusión de rocas ultramáficas.

Simultáneamente o ligeramente después de que tenga lugar el episodio extensional, se sucede un conjunto de mantos en las Zonas Internas que comenzaron a cabalgar sobre el Margen Ibérico situado al norte. Cuando el movimiento de los cabalgamientos se bloquea, se sucede una tectónica de desgarre que continúa con la convergencia de Africa y de Iberia (SANZ DE GALDEANO, 1.990).

CLOETINGH et al. (1.992) elaboran un modelo donde la placa litosférica de Iberia muestra una respuesta isostática frente a la carga producida por los cabalgamientos de las Zonas Internas y Externas (**Figura 6**). El análisis de este modelo muestra una flexura de la placa litosférica de Iberia, que es subcabalgante bajo las Cordilleras Béticas. Estos autores indican que la flexura genera la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir, y para que se produzca se requiere un espesor elástico equivalente (e.e.b.) (relación entre subsidencia calculada y peso acumulado) del orden de 10 km.

De acuerdo con ZOETMEIJER et al. (1.990) los valores bajos del e.e.t., en este caso del orden de 10 km en las Béticas, sugieren eventos térmicos previos a los cabalgamientos.

El modelo flexural propuesto por los autores anteriores está derivado de la carga que a su vez es consecuencia de los empujes de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas y de todas ellas sobre el Margen Ibérico. El espesor de estas unidades cabalgantes es del orden de 10 km que es congruente con un importante reflector sísmico, interpretado como una superficie de despegue por BANDA et al. (1.992 y 1.993) y GARCIA-DUEÑAS et al., 1.994).

Quizás el resultado más significativo si se aplica el concepto de flexura litosférica anteriormente señalado en las Béticas, sea el hallazgo de cuencas neógenas con unas arquitecturas orogénicas y estratigráficas propias, sobre las cuales se puede establecer la evolución al estar directamente sobre el Margen Suribérico y no estar excesivamente deformadas (ROLDAN en prensa).

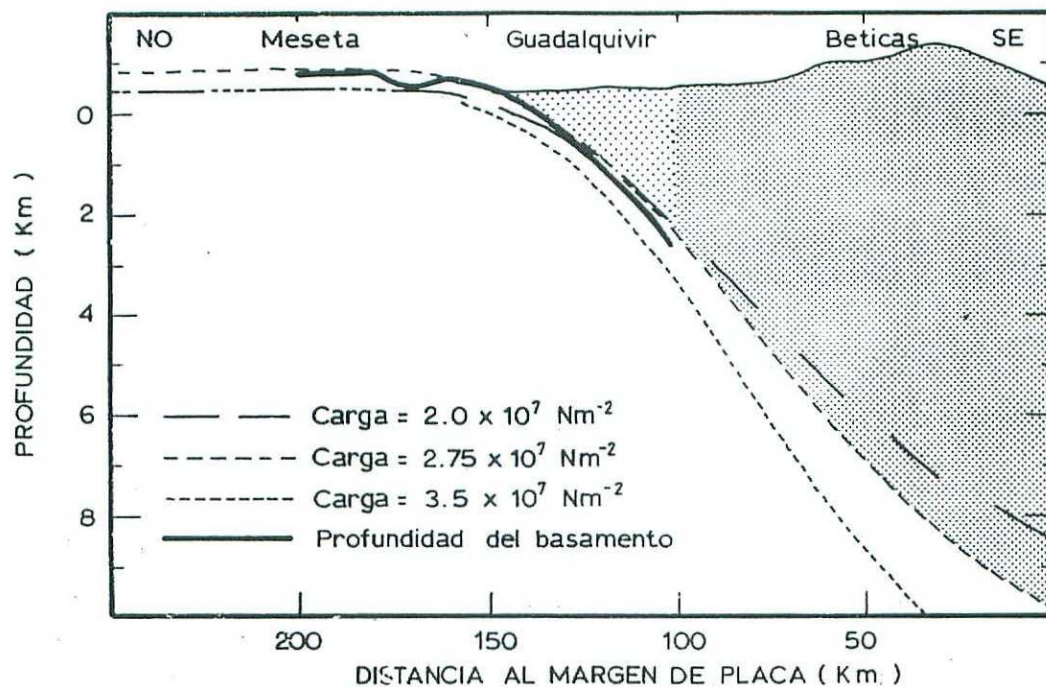


Fig. 6. Modelo flexural de la litosfera en las Cordilleras Béticas Occidentales, por acción de la carga de los cabalgamientos del Subbético y de las Z. Internas. Espesor elástico equivalente de la litosfera, e.e.t = 10 Km; densidad de la carga $\rho = 2,750 \text{ Kg m}^{-3}$. (Tornado de CLOETINGH et al 1992)

Una de estas cuencas es la Depresión del Guadalquivir que se inscribe en un marco geológico de cuenca de antepaís, producto de una compresión por colisión obliqua entre las placas Africana y Euroasiática. La cuenca generada tiene diversos episodios de relleno clástico relacionados espacial y temporalmente con el desplazamiento y evolución de segmentos orogénicos, constituidos por elementos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

La evolución de la Depresión del Guadalquivir como una cuenca de antepaís (foreland basin), se analiza a partir de perfiles sísmicos transversales y longitudinales, a dicha cuenca, donde se representan las secuencias deposicionales en el espacio y en el tiempo.

Las observaciones de superficie estratigráficas, sedimentológicas y estructurales, objeto de la Tesis de uno de los autores de esta memoria, permiten establecer dos estados evolutivos diferentes en la cuenca.

El primer estado comprende el periodo Langhiense superior a Tortoniense inferior. Las unidades estratigráficas que comprenden este periodo están en relación con la desarticulación y apilamiento de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

El segundo estado evolutivo es continuación del anterior, donde procesos tectónicos se suceden entre el Tortoniense superior y el Plioceno. La cuenca adquiere la configuración que en la actualidad se observa, con una geometría subtriangular que se abre hacia el SO (Golfo de Cádiz). Esta morfología es el estado final producto del desplazamiento hacia el N-NO del borde meridional que es activo, hacia el margen de la Meseta Ibérica (margen pasivo, país).

El borde activo lo constituye un manto de cabalgamiento (Manto Bético), constituido por elementos que preconizan la configuración de la actual Cuenca del Guadalquivir. Este Manto condiciona la geometría y distribución de los ciclos

sedimentarios del segundo estado evolutivo, la migración de sus depocentros y el espesor y variabilidad de sus series estratigráficas.

Así mismo, la movilidad del Manto Bético es artífice de la aparición de cuencas satélites, donde la sedimentación es concomitante con el desplazamiento tectónico y/o gravitacional.

Todos estos procesos desembocan en la construcción de una cuenca de antepaís, dentro de un marco de convergencia oblicua entre las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y la Meseta Ibérica.

3.2.- DINAMICA DE CUENCAS SEDIMENTARIAS, ASOCIADAS A CINTURONES OROGENICOS

En este capítulo teórico se pretende ofrecer una base argumental para la división en zonas estructurales del Orógeno Bético.

A los cinturones orogénicos se asocian cuencas sedimentarias cuya evolución está intrínsecamente ligada a la dinámica de la cadena orogénica, de tal modo que existe una estrecha relación entre los procesos tectónicos y sedimentarios.

La evolución de láminas, cuñas, fragmentos de cobertera cabalgantes (cabalgamientos) o cualquier otra denominación que determine la migración o transporte de elementos del orógeno, es muy importante para comprender el desarrollo de la cuenca sedimentaria por varios motivos.

- Los mantos o láminas tectónicas durante el transporte ocasionan una carga supracortical en el margen pasivo (placa de antepaís). Tanto la geometría como su estructura inciden de forma directa en la flexión de la placa.

- El acortamiento y espesor de estos mantos o por el contrario la extensión y propagación de los mismos, pueden cambiar sustancialmente la configuración de la carga y en consecuencia la morfología de la flexión.
- La formación del edificio orogénico por levantamiento y la erosión del mismo, provee de sedimentos a la cuenca.

Los esfuerzos son los verdaderos motores del acortamiento cortical y pueden estar inducidos por tres procesos diferentes:

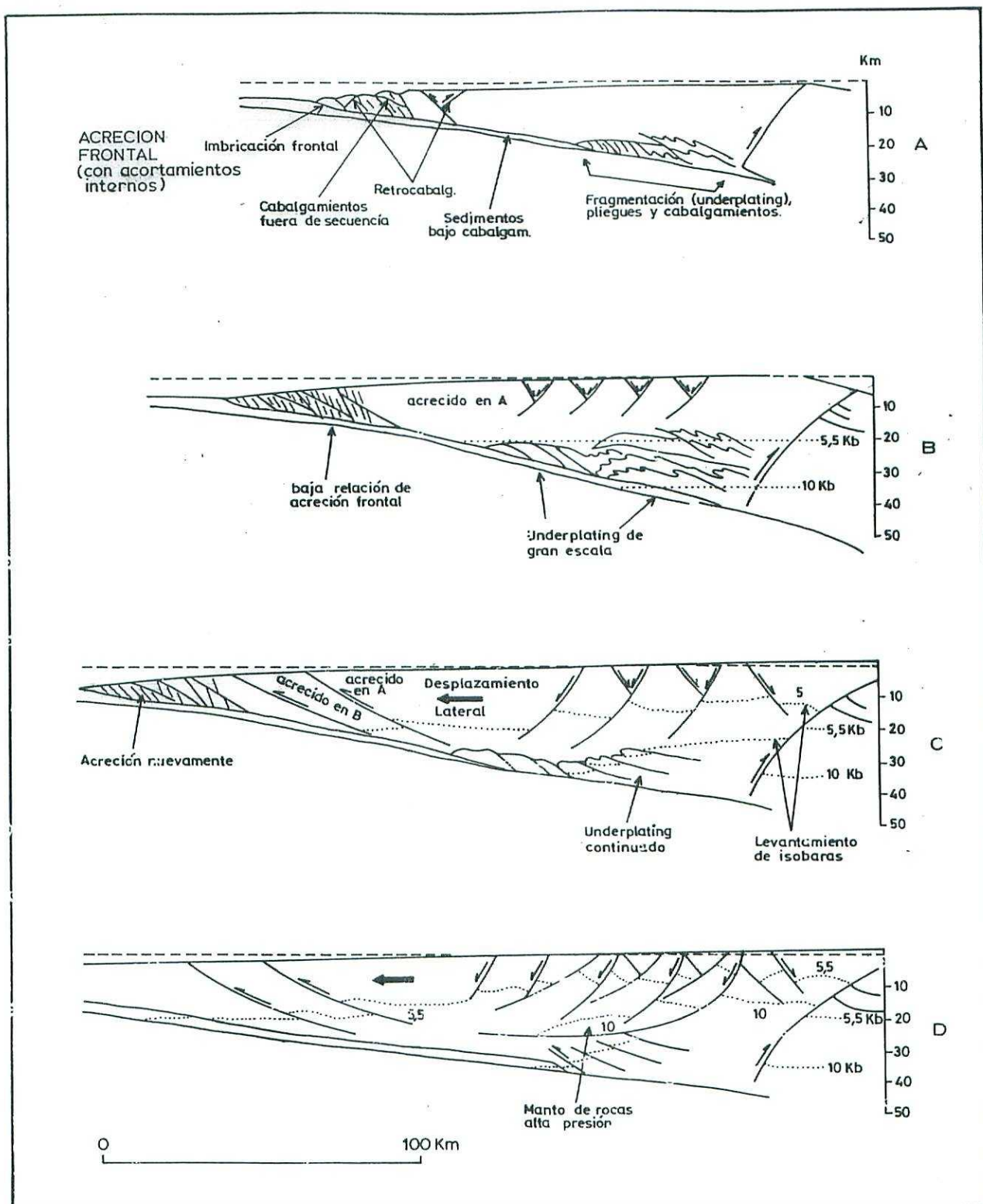
- a) Deslizamiento gravitacional. Requiere de un gradiente para el deslizamiento por gravedad. Modelos matemáticos experimentales sugieren que el ángulo necesario para el deslizamiento puede ser de pocos grados. Además, el esfuerzo normal sobre la superficie inclinada es reducido por la presencia de fluidos que ejercen una presión añadida.
- b) Propagación gravitacional. La actuación gravitacional en un orógeno ocasionaría fuerzas dirigidas que se propagarían a lo largo de fallas cabalgantes.
- c) Esfuerzo compresivo horizontal. Se ejerce a lo largo de la placa convergente que es la responsable de la dinámica de las láminas orogénicas. El comportamiento de la lámina o cuña como unidad dinámica, produce un levantamiento de la cuña que es a su vez compensado por la resistencia o rozamiento del deslizamiento en la base. La geometría conseguida es la de una cuña adelgazada o afilada hacia el frente, con un balance dinámico compensado entre: las fuerzas gravitacionales que generan una pendiente, el empuje del levantamiento y la fuerza de cizalla basal o tracción.

PLATT (1.986), ha establecido unos patrones de deformación en las cuñas o láminas orogénicas resultantes de cambios externos impuestos en su geometría (**fig. 7**). Este autor distingue dos procesos diferentes: acreción y fragmentación de las cuñas orogénicas.

Acreción frontal. Es la acumulación de material en la parte inclinada y frontal de la cuña, con lo que se produce un sucesivo acortamiento de la lámina orogénica. Este proceso puede producir un estado de cabalgamientos o retrocabalgamientos que estén fuera de secuencia (**figura 7.A**).

Fragmentación subsidiaria de las cuñas del material oculto de la lámina orogénica (*underplating*), que genera aumento de espesor en la lámina orogénica y un incremento en la superficie de la pendiente (**figura 7.C**).

De acuerdo con este modelo, las variaciones en la tasa de subducción, la magnitud de la compresión o las propiedades del material de la cuña orogénica, pueden causar amplias variaciones laterales en la configuración de la carga y por lo tanto en la flexión de la placa. Todos estos aspectos redundan, evidentemente en la configuración de las cuencas y en su posterior desarticulación e incorporación de sus elementos en nuevas cuencas sedimentarias.



- A.- Estado inicial de acreción frontal. El efecto gravitacional de la superficie de deslizamiento es bajo en la región frontal, con acortamientos y espesores internos.
- B.- "Underplating" de gran escala elevación de la lámina orogénica y fallamiento extensional con flujo ductil cerca de la base de la cuña orogénica.
- C.- "Underplating" continuado, y extensión resultante al ser levantadas las rocas de alta presión hacia superficie.
- D.- Estado de madurez donde el "underplating" y la extensión llevarían a las rocas de alta presión a niveles accesibles por la erosión.

Fig. 7.- Procesos de acreción y fragmentación de mantos de cabalgamiento en un orógeno. Modificado de PLATT (1986).

3.3.- DIVISION DE ZONAS ESTRUCTURALES

Las hojas geológicas a E.1:50.000 de San Clemente, Pozo Alcón, Huéscar, Cuevas del Campo y Cúllar Baza, permiten abordar un estudio tectónico y estratigráfico de una transversal casi completa del Orógeno Bético, entre las Zonas Internas y el Margen Suribérico.

Sin embargo, al objeto de poder tener una visión más completa de la Cordillera se ha optado por incluir en una síntesis a E.1:200.000, no sólo las hojas descritas, sino todas las que las circundan. De esta manera se ha completado un mapa geológico-estructural con 16 hojas (**figura 3**).

Para la elaboración de este mapa se ha tenido en cuenta, de una parte la división por zonas de la Cordillera Bética: Zonas Internas y Zonas Externas, y dentro de estas últimas se atiende a los dominios paleogeográficos de cuenca: Prebético y Subbético. De otra parte se separan las unidades neógenas afines a la cuenca de antepaís (foreland basin) del Guadalquivir, de carácter autóctono y las que se han producido por procesos probablemente simultáneos entre tectónica y deslizamiento (alóctonos). Además se señalan unidades de edad reciente que pueden estar afectadas por lineamientos tectónicos (aluviales) o bordes activos de sierras (glacis), todas ellos de posible utilidad desde el punto de vista de la neotectónica.

Dentro de este epígrafe se hará especial referencia a los aspectos estructurales, no se prestará más interés desde el punto de vista estratigráfico de las series, que el meramente necesario para definir grandes conjuntos dentro de cada zona estructural.

Se van a separar cinco zonas estructurales de mayor rango que son las siguientes: Zonas Internas, Zonas Externas, Meseta Ibérica, Cuenca de Antepaís y Cuencas Intramontañosas relacionadas parcialmente con la anterior.

3.3.1.- Zonas Internas

Ocupan el cuarto meridional del área de estudio con una longitud de más de 70 km por 25 km de anchura máxima.

De acuerdo con la información disponible de las hojas del Plan MAGNA, de Benalúa de Guadix, Baza, Chirivel y Cantoria, pueden incluirse en este sector materiales pertenecientes a los complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride.

En el Complejo Maláguide se reconocen rocas de edad y naturaleza diversa. Así pues, hay un Paleozoico formado por cuarcitas, filitas y calizas, el Permo-Trías lo constituyen areniscas, conglomerados y dolomías con yeso, el Jurásico es de dolomías y calizas en ocasiones detríticas y el Terciario son calcarenitas y margas.

El Complejo Alpujárride en este sector es un conjunto de mantos tectónicos, cuyas litologías principales son: filitas, cuarcitas, calizas y dolomías.

El Complejo Nevado-Filábride, según unos sectores u otros, se dispone en unidades tectónicas superpuestas. Las litologías principales son: micasquistos con diversos minerales que marcan distinto grado de metamorfismo (granate, distena, cloritoide, etc.) y mármoles.

El análisis estructural interpretado a partir de las cartografías existentes, permite deducir una tectónica de mantos superpuestos. La dirección del transporte tectónico que es de tipo tangencial, parece ser que está de alguna manera condicionado por accidentes de salto en dirección, todos ellos según N 120-150°E. Sin embargo, es significativo señalar que el Corredor del Río Almanzora, que alberga depósitos neógenos, tiene una configuración E-O a partir de su cabecera, que es continuación de la directriz NO del río Baza, que separa la Sierra de Baza de la Sierra de las Estancias (figura 3).

El avance hacia el NO de la S^a de Baza y en parte también la S^a de las Estancias, respecto de los relieves subbéticos constituidos por las Sierra de Arana, Orce y María, es obvio. Este avance o desplazamiento de una parte de las Z.I. (S^a de Baza) es coincidente con el corredor tectónico del Guadiana Menor, donde no hay afloramientos pertenecientes a unidades de las Z.E. (Subbético y Prebético). La S^a de las Estancias sugiere también un desplazamiento hacia NO en la misma dirección que el Guadiana Menor, pero el desplazamiento relativo respecto a la S^a de María parece tener una componente de salto en dirección.

Los movimientos relativos de las Sierras de Baza y Las Estancias, hacia el NO, pueden estar relacionados entre sí, pero lo que parece estar claro es el funcionamiento estructural como dos bloques independientes, según se deduce de la presencia de cuencas neógenas entre ellas (Almanzora y Guadix-Baza).

Desde el punto de vista paleogeográfico es difícil predecir la evolución de las cuencas implicadas entre las Z.I., pero de acuerdo con la información recogida en trabajos recientes (GUERRA, 1.992), desde el Mioceno medio este sector experimentó etapas diferentes en el relleno de cuenca, relacionados con procesos (compresivos y extensionales a los que acompañan grandes espesores de sedimentos en cortos periodos de tiempo.

3.3.2.- Zonas Externas

De acuerdo con la evolución tectónica y sedimentaria del Margen Suribérico (epígrafe 3.1, de esta memoria), se consideran Zonas Externas a todas aquellas unidades y/o series estratigráficas que se inscriben dentro de la etapa de *rifting* y se suceden en la etapa de margen convergente durante el Paleógeno y posiblemente hasta el Mioceno inferior.

Si se atiende a la división de dominios paleogeográficos de las Zonas Externas, pueden separarse dos: Prebético y Subbético.

3.3.2.1.- Prebético

Ocupa la parte septentrional del área de estudio y adquiere gran desarrollo hacia el centro de la misma.

Desde el punto de vista geológico, se pueden distinguir dos sectores diferentes. Uno constituye la cobertera tabular del borde de la Meseta Ibérica y delimita al norte la Cuenca del Guadalquivir (Prebético autóctono). El otro conforma una estructura de apilamiento de mantos tectónicos, con vergencias de componente O a ONO (Prebético alóctono).

En ambos casos, los sedimentos que comporta el Prebético son de facies continentales, mixtas y marinas someras sobre el Zócalo de la Meseta. Hacia posiciones surorientales las facies indican profundización, donde se mantienen de manera casi uniforme las condiciones de plataforma (s.l.).

Desde el punto de vista estructural el Prebético alóctono, o sea el que presenta una estructuración en mantos, es el que interesa. Conviene indicar que la edad de los materiales implicados en los mantos va desde Trías hasta Tortoniense superior.

En todo caso se hará mención especial al dispositivo tectónico que se observa en superficie y se apoyará cuando sea posible con los datos de subsuelo.

El estilo tectónico que ofrece el Prebético en superficie, de acuerdo con la información que suministran los mapas geológicos (E. 1:50.000), es la de un conjunto de escamas o mantos apilados en la parte occidental, que progresivamente pasan a estructuras antiformentales y sinformentales en la parte oriental.

Los aspectos tectónicos más importantes en relación con los límites de los desplazamientos de los mantos, son el cabalgamiento frontal de la Zona Prebética sobre los sedimentos del Mioceno superior de la Cuenca del Guadalquivir (*foreland basin*) y la peculiar geometría de los elementos asignados al frente Subbético que llegan a traspasar al Prebético.

3.3.2.1.1.- Antecedentes

LOPEZ-GARRIDO (1.971a) distingue tres unidades tectono-estratigráficas que son las siguientes: Beas de Segura, Cazorla y Sierra de Segura, apiladas de oeste a este respectivamente. Por otra parte, FRIZON et al. (1.991) introducen un nuevo término que es el "*duplex del embalse del Guadalquivir*", que corresponde a la parte basal de las dos unidades precedentes y aparece como una antiformal de rocas triásicas a lo largo del Río Guadalquivir (**figura 8**).

A continuación se exponen las observaciones más sobresalientes que FRIZON et al. (1.991), realizan sobre estas unidades desde el punto de vista tectonoestratigráfico.

Unidad de Beas de Segura

La separación macroscópica de los lechos de carbonatos, las estructuras cizallantes dentro de los interlechos de margas y la correlación y reconstrucción de las secciones estratigráficas, han proporcionado una nueva imagen tectónica. La Unidad de Beas de Segura consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos, donde se han podido cartografiar 28 láminas cabalgantes bien expuestas entre Villanueva del Arzobispo y la Puerta del Segura.

El cálculo de la relación de contracción según la longitud de los lechos de carbonatos, dibujados en una sección balanceada, adquiere un valor de 0,45. Este

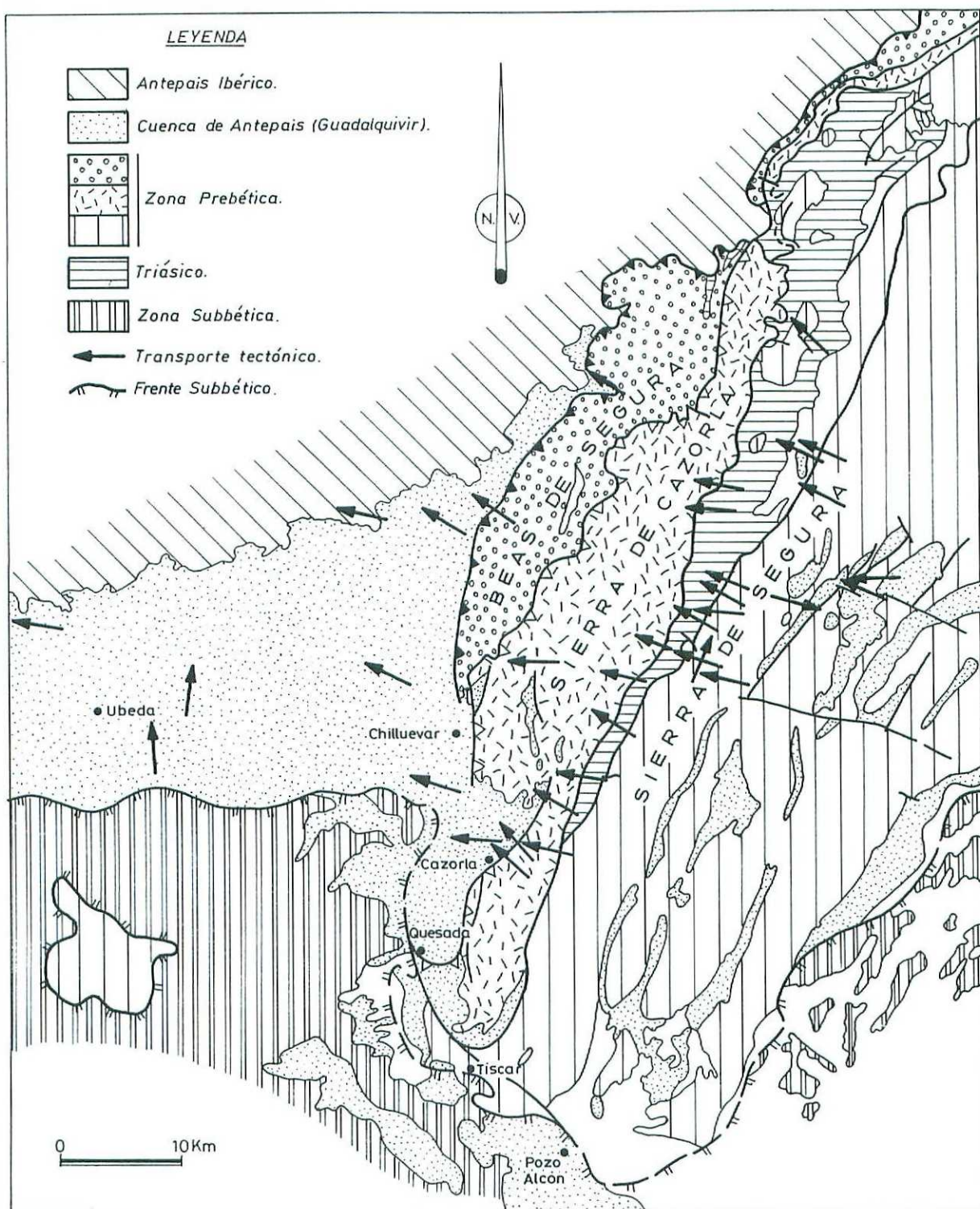


FIG. 8 - Mapa estructural sintético de la región de Cazorla.
(Modificado de FRIZON, et. al, 1991).

coeficiente representa unos 22 km de acortamiento para esta unidad, sin embargo otras posibles repeticiones de lechos de carbonatos (dolomías y calizas) a modo de abanico convergente pueden aumentar hasta 45 ó 65 km el acortamiento.

Unidad de Cazorla

Esta unidad está formada por 20 a 22 imbricaciones entre la Unidad de Beas de Segura y el frente del anticlinal de edad Triásico del Embalse del Guadalquivir.

La longitud mínima original calculada por el método de área total (HOSSACK, 1.979) adquiere un valor de 40 km.

Unidad de Sierra de Segura

Es la que muestra la sucesión litoestratigráfica más completa, unos 1.000 m desde el Jurásico bajo al Mioceno medio, con dos intervalos o lagunas entre el Cretácico inferior y el Eógeno.

Esta unidad está formada por dos dúplex superpuestos. El dúplex inferior es de edad Albiense y tiene facies equivalentes a las F. Utrillas. El superior está formado por numerosas láminas cabalgantes con un estilo de dúplex superpuestos que comprenden una secuencia Cenomaniense a Mioceno medio. El muro de este cabalgamiento está formado por un despegue de las F. Utrillas; hacia el sur la raíz del cabalgamiento de esta unidad superior corresponde a un cabalgamiento basal Subbético.

El dúplex del Embalse del Guadalquivir

Está constituido por lechos carbonatados de Muschelkalk imbricados bajo las unidades de Beas de Segura y Cazorla. Hacia el NO la propagación de estos dúplex está asociada a dos estilos característicos de apilamiento de láminas cabalgantes:

- a) En la parte sur, el apilamiento en la parte inferior del dúplex es más vertical.
- b) En la parte norte el apilamiento (de cabalgamientos se entiende) es más tendido, con desmembramiento de las partes hundidas de los dúplex y desarrollo de fallas normales. Todos estos aspectos apuntan hacia una propagación de ONO.

Estos mismos autores indican que el sistema de cabalgamiento Prebético en la parte más occidental afecta a materiales del Cretáceo superior y Mioceno. En la zona de Chilluévar este sistema está oculto bajo el Mioceno, en la Sierra de Quesada está limitado por la falla de Tíscar, mientras que al sur y al oeste está flanqueado por el cabalgamiento Subbético (**fig. 8**).

El Prebético de la Sierra de Quesada es alóctono dentro de los sedimentos del Mioceno superior. La evolución lateral de esta traza oculta, emerge imbricada al NE (Unidad Beas de Segura, **Fig. 8**), y está tapada por el duplex en las inmediaciones de Quesada. La zona de transición está situada al SE de Chilluévar.

La terminación del sistema de cabalgamientos del Prebético ha sido discutida por FALLOT (1.928, 1.945) y FOUCAULT (1.971). Estos autores han considerado la falla de Tíscar como una falla mayor de salto en dirección. Otra explicación aportada por FOUCAULT (1.971), es que la falla no se extiende ni hacia el NE ni hacia el SE, sino que es una acomodación por el acortamiento (salto dextro de 6 km), creado por la contracción de las unidades imbricadas de Cazorla y S^a del Segura.

Sin embargo FRIZON et al. (1.991) interpretan la falla de Tíscar como una rampa lateral, que contiene los puntos de unión de las unidades de Cazorla y S^a del Segura y junta los frentes Prebético y Subbético. Esta geometría principal determina el

Cabalgamiento Bético Profundo (C.B.P.), y se considera como el cabalgamiento basal de las unidades subbéticas y prebéticas.

En suma, estos autores sugieren que el acortamiento tectónico referido a las partes aflorantes del Prebético es del orden de 110 km, sin tener en cuenta los dúplex del Embalse del Guadalquivir.

3.3.2.1.2.- Características tectónicas

El análisis del subsuelo realizado a partir del estudio de perfiles sísmicos y su interpretación, permite en algunos casos definir la geometría estructural del Prebético y apunta diferencias notables respecto a las observaciones que se realizan en superficie y en consecuencia respecto a las interpretaciones realizadas por anteriores autores en este segmento de cordillera.

El sector estudiado situado en la S^a de Segura, figuras 7 y 2), comprende una longitud extensión de más de 40 km y una anchura del orden de 20 km. El análisis e interpretación sísmica se han efectuado sobre 4 perfiles transversales (RS-29; RS-31; RS-87-03; RS-87-02 de 18, 16, 10 y 7 km de longitud respectivamente), y sobre dos perfiles longitudinales a las estructuras (RS-12 y RS-87-01 de 25 y 22 km respectivamente). Todos estos perfiles están situados en el mapa de síntesis estructural que se presenta en esta memoria (**figura 3**).

El área de estudio ocupa una posición geológica característica, al estar situada en la zona de contacto entre lo que se ha considerado Z. Prebética y Z. Subbética. La Zona Prebética forma en este sector una gran alineación estructural de dirección NE-SO formada por Sierra Seca, que tiene la particularidad de estructurarse de acuerdo con los datos de superficie, como un gran anticlinorio, invertido y cabalgante en su límite occidental y cabalgado por la Zona Subbética en su límite suroriental; así

mismo, hacia posiciones más septentrionales el Subbético (S^a de la Taibilla) también está cabalgante sobre el Prebético.

A continuación se van a especificar las características más importantes que los datos de subsuelo han ofrecido, partiendo de transversales NE-SO e integrando además las líneas longitudinales.

El perfil RS-29 está posicionado en sus dos tercios septentrionales sobre Prebético y el tercio meridional sobre el contacto con el Subbético. La interpretación de los datos de subsuelo señala tres sectores diferentes (**figura 9**).

El sector 1 comporta un conjunto de reflexiones caóticas sin estructura interna definida; sólo puede diferenciarse una superficie inclinada que se interpreta como el frente cabalgante del Subbético, al cual se asocian algunos reflectores con formas de arrastre.

El sector 2 presenta abundantes reflectores con morfologías onduladas y parcialmente caóticas (probablemente por la influencia del Manto Subbético cabalgante); están separadas por superficies inclinadas que se interpretan como una acumulación de rampas frontales (R) o posiblemente oblicuas y superficies horizontales probablemente asociadas a rellanos (r); la vergencia de las rampas es hacia el NO; la superposición de rampas y rellanos podría estar en relación con una geometría de tipo *dúplex* superpuestos (*horses*), cuyo posicionamiento bajo el Manto Subbético sería congruente con despegues y arrastres asociados al frente cabalgante; estructuras de este tipo relacionadas con secuencias de cabalgamientos, están bien documentadas por BUTLER (1.982).

El sector 3 se caracteriza por presentar, según se deduce de las reflexiones internas, una o varias secuencias deposicionales asociadas al Prebético, donde destacan hacia el NO dos superficies inclinadas. Estas superficies se interpretan como rampas

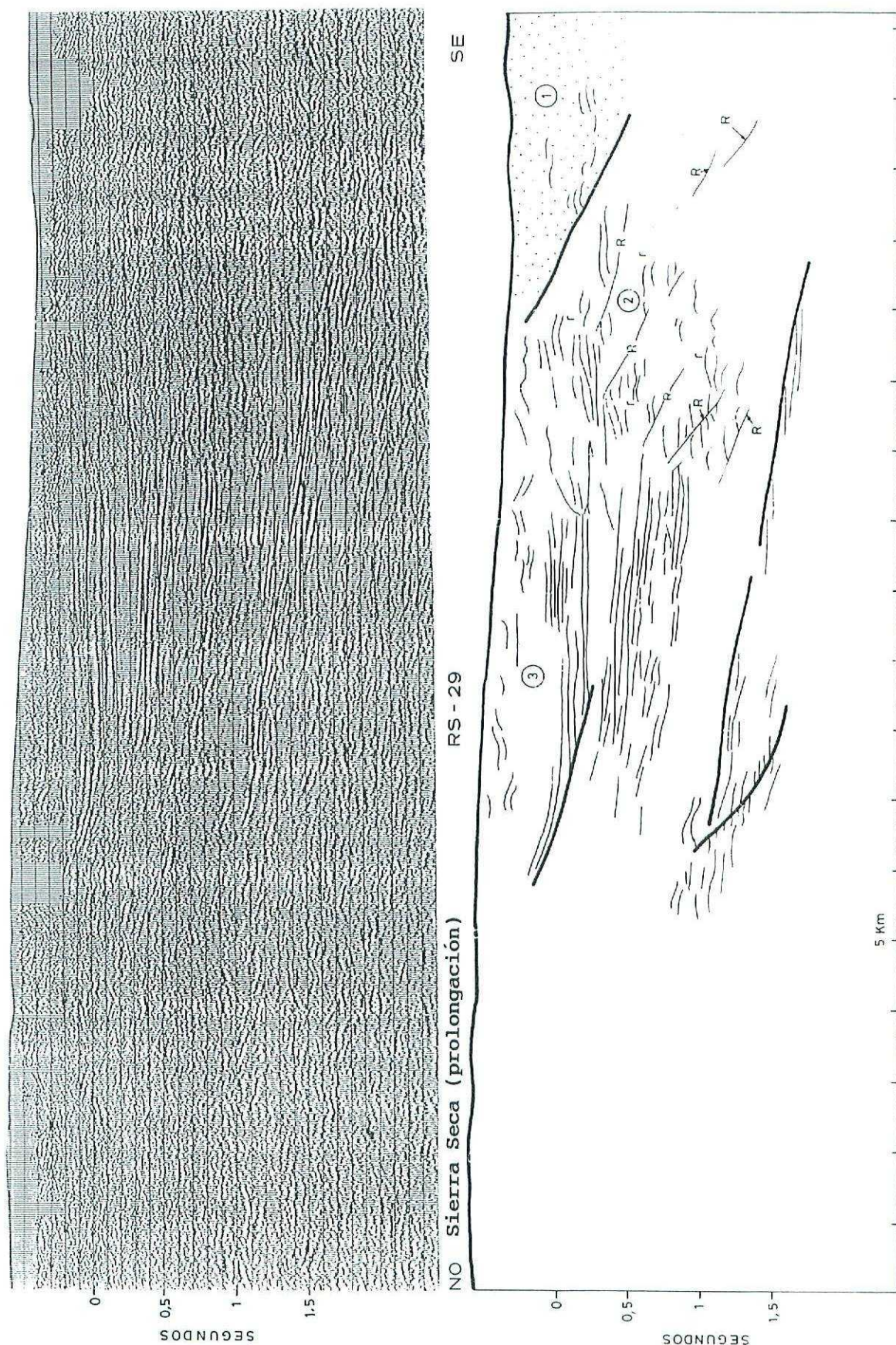


Fig. 9.- Perfil sísmico RS-29 y su interpretación

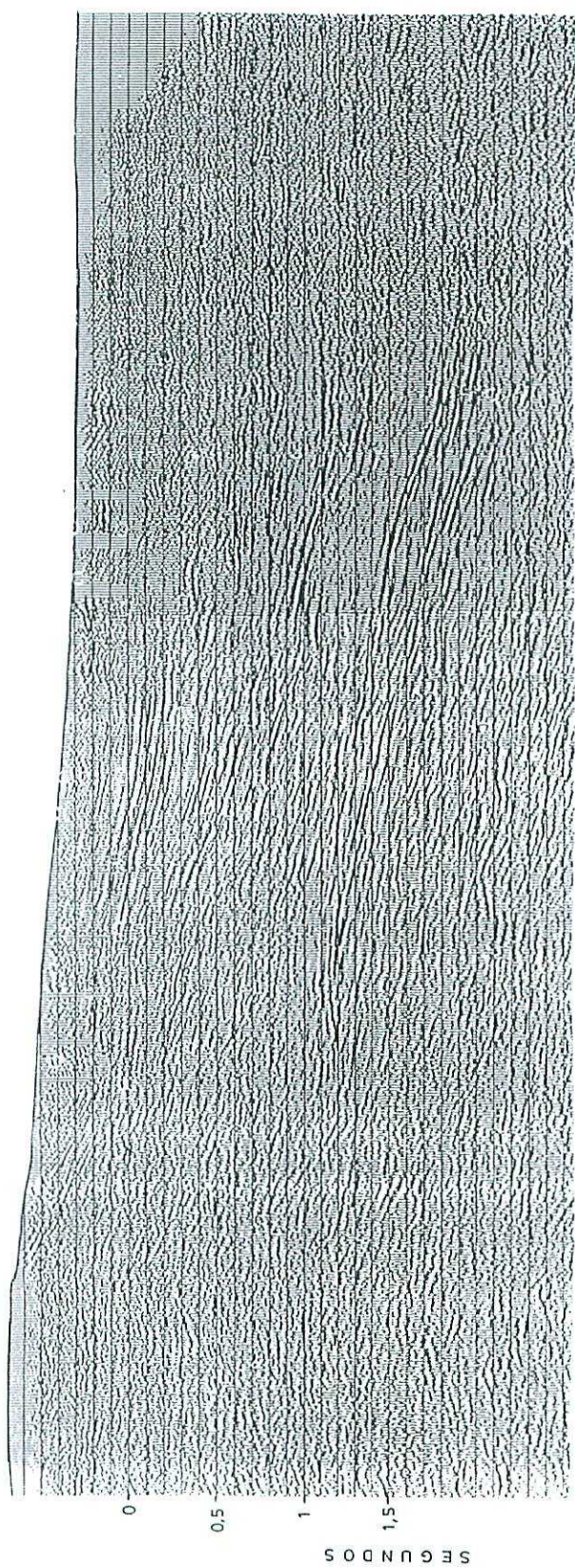
frontales en base a la truncación estructural observada y que hacia el SE contacta con el sector 2 que está ampliamente deformado (*duplex*).

Si se comparan los datos estructurales obtenidos de superficie con los interpretados de subsuelo, se pueden advertir algunos aspectos de interés como son los siguientes:

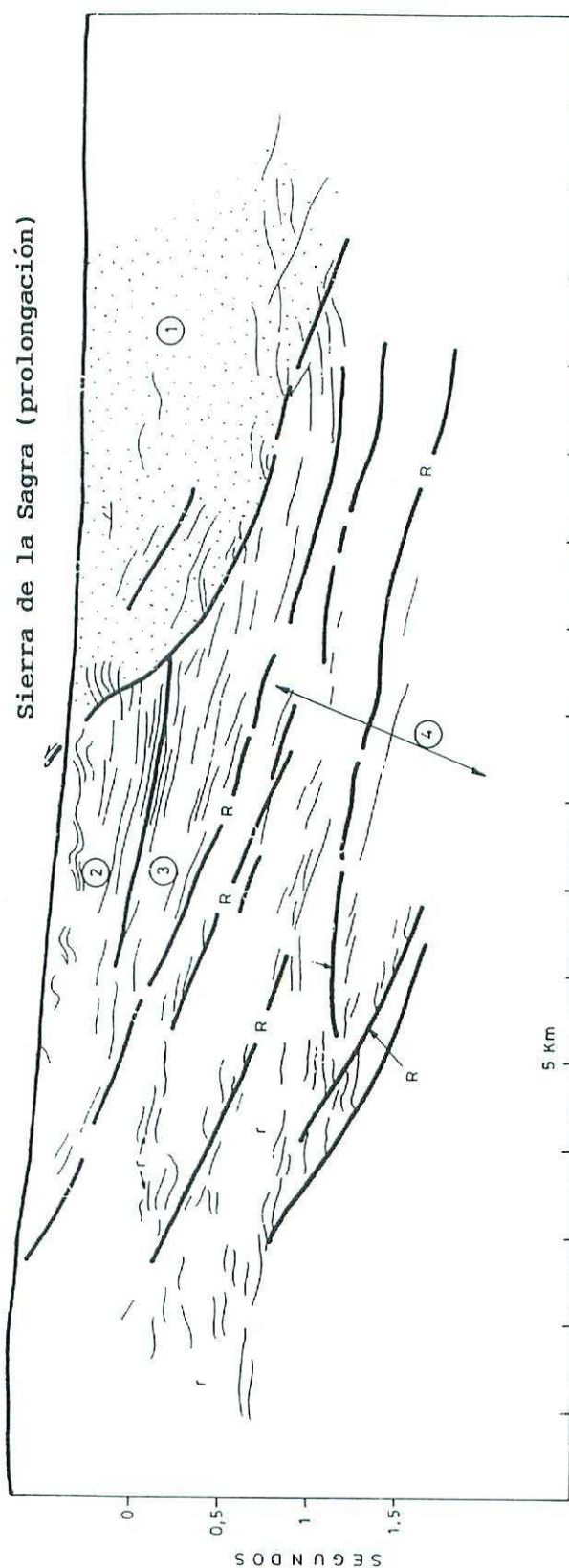
- En superficie el Prebético muestra una estructura de anticlinorio donde se separan diversas formas anticlinales y sinclinales, a las que se asocian materiales de edad Neógeno. Si se observa el perfil RS-29 (**figura 9**), hacia la parte central del mismo, se puede deducir sin grandes problemas que a partir de los 200-300 m de profundidad, los reflectores son planoparalelos y por tanto no presentan deformación.
- El frente del Manto Subbético coincide en superficie con la traza del mismo deducida en profundidad.
- La parte norte del perfil RS-29 no puede interpretarse al no existir reflectores, dada la abundancia de reflexiones caóticas.

De los aspectos anteriores se deduce que la estructura definida en los mapas geológicos, corresponde a la parte superficial del terreno y no se extiende más de 200-300 m de profundidad. Esto sugiere que la deformación superficial debe estar condicionada por la propagación de rampas cabalgantes (*piggy-back*), dirigidas hacia el antepaís (*foreland*).

El perfil sísmico RS-31, paralelo al anterior y posicionado unos 4 km al SO, muestra unas características similares al anterior (**figura 10**). Se pueden separar cuatro sectores diferentes que se pasan a describir independientemente.



NO Sierra Seca (prolongación) RS - 31 SE



PERFIL SISMICO RS-31 Y SU INTERPRETACION. ① Manto Subbético. ② Secuencia Prebética con repliegues superficiales (Paleógeno indiferenciado). ③ Secuencia Prebética (Cretácico Superior-Paleoceno). ④ Zona de secuencia de cabalgamientos (thrust sequences) con rampas (R) y relanos (r).

Fig.10.- Perfil sísmico RS-31 y su interpretación

El sector 1 lo constituye el Manto Subbético en el cual se aprecian en general reflexiones caóticas, donde pueden individualizarse algunos reflectores de vergencia NO, que se interpretan están asociados a rampas frontales. Desde el punto de vista cartográfico este sector está formado por unidades tectono-gravitacionales, que incluyen megabloques, cuñas o láminas, de elementos procedentes de la Zona Subbética. Según se deduce de la interpretación sísmica, estos elementos no están enraizados y por lo tanto no constituyen series paraautóctonas, sino al contrario unidades alóctonas de dudosa procedencia.

El sector 2 lo forma una secuencia deposicional prebética de edad Paleógeno indiferenciado, la cual presenta como característica peculiar una geometría replegada sólo en superficie como sucedía en el perfil anterior.

El sector 3 está separado del anterior mediante una superficie de discontinuidad deducida de la truncación de algunos reflectores. Está formado por una sucesión estratigráfica que comprende el Cretácico superior y el Paleoceno (de acuerdo con los datos cartográficos).

Los sectores 2 y 3 presentan hacia el NO un límite claro de tipo *onlap*, que se interpreta como una truncación estructural asociada a una rampa frontal. El límite meridional de ambas secuencias también es una superficie estructural, definida por el cabalgamiento del Manto Subbético.

El sector 4 se interpreta como una secuencia de cabalgamientos (thrust sequences) con rampas y rellanos asociados, sin embargo la ausencia de datos de sondeos, que permitan mediante el calado de las series su correlación con los datos sísmicos, produce incertidumbre en la interpretación.

El perfil RS-87-03 se sitúa unos 5 km al SO del anterior, también la parte suroriental de este perfil está sobre el contacto entre el Prebético y el Manto

Subbético. A continuación se describe la interpretación del mismo por sectores (**figura 11**).

El sector **1** no ofrece apenas reflexiones internas, si bien se detecta una superficie de discontinuidad a muro, puesta de manifiesto por una truncación de las reflexiones. Los datos geológicos de superficie permiten correlacionar esta secuencia prebética con depósitos de edad Paleógeno–Neógeno.

El sector **2** presenta reflexiones con morfologías planocóncavas y planoconvexas que podrían estar en relación con estructuras de tipo *hummocky*. Hacia la parte NO los reflectores basales tienden a ser paraconformes con la secuencia inferior, mientras que hacia el SE se aprecia una truncación erosional. Desde el punto de vista geológico esta secuencia es compatible con sedimentos de edades comprendidas entre el intervalo Cenomaninse–Turonense.

El sector **3** muestra reflexiones paralelas en su parte central con un límite inferior paraconforme hacia el SE y truncación erosional o estructural hacia el NO. Las reflexiones internas de tipo monticulado en la parte meridional del perfil, podrían estar en relación con estructuras sedimentarias de tipo barras arenosas, arrecifes, *megaripples*, etc., todas ellas congruentes con el medio sedimentario donde se depositan, para el intervalo Aptiense–Albiense.

El sector **4** muestra reflectores plano–paralelos muy continuos, con reflexiones internas simples asociadas probablemente a cuerpos sedimentarios progradantes hacia el SE. Esta secuencia comprendería presumiblemente sedimentos de edades comprendidas entre el Jurásico y el Neocomiense.

Los sectores **2**, **3** y **4**, especialmente los dos últimos, hacia el NO muestran reflexiones caóticas que están delimitadas respecto del sector **A**, mediante una superficie estructural interpretada como una rampa cabalgante.

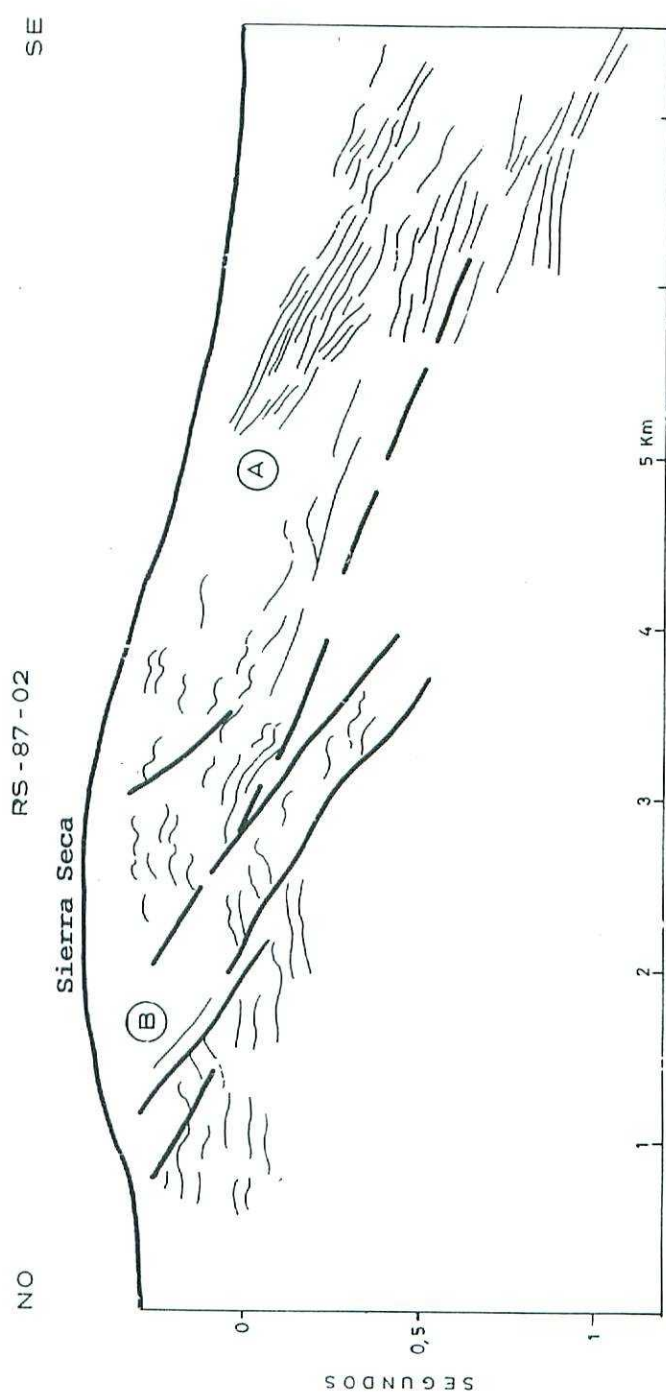
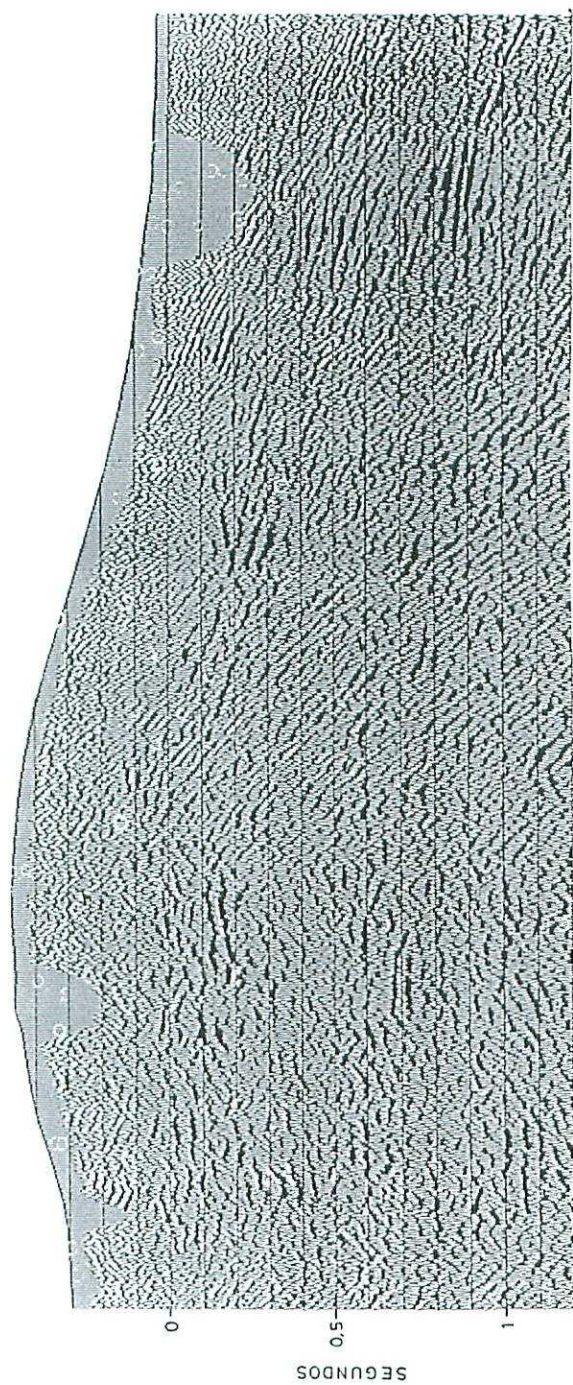
El sector **A**, aunque compuesto por reflectores caóticos, permite reconstruir un conjunto de rampas y rellanos algo difusos, que podrían estar en relación con la rampa cabalgante que comporta las cuatro secuencias prebéticas antes mencionadas. Este razonamiento es congruente con los datos observados en superficie, donde esta rampa cabalgante coincide con el cabalgamiento noroccidental de Sierra Seca, mientras que las rampas de menor magnitud interpretadas en el sector **A**, podrían pertenecer a alguna de las escamas diferenciadas en cartografía al norte de dicha Sierra.

Hay un reflector fuerte en la parte baja del perfil (~ 1,5 segundos) que podría corresponder al basamento acústico representado por el Zócalo de la Meseta Ibérica.

El perfil RS-87-02 se sitúa a unos 10 km al SO del anterior sobre Prebético. El perfil sísmico y su interpretación se exponen en la **figura 12**, donde se marcan dos sectores diferentes de acuerdo con la morfología de sus reflexiones.

El sector **A** presenta dos partes claramente diferentes. La parte meridional ofrece un conjunto de reflexiones plano-paralelas de tendencia ondulada y otras de morfología cruzada. Estas reflexiones se interpretan que están asociadas a una o varias secuencias deposicionales prebéticas según la correlación de la estratigrafía sísmica con los datos cartográficos. Las diferentes formas, anteriormente descritas, pueden estar en relación con diversas estructuras sedimentarias en un ámbito de plataforma somera. La parte septentrional de este sector **A**, muestra un comportamiento totalmente diferente, donde, entre abundantes reflexiones caóticas, se manifiestan reflexiones monticuladas que se interpretan van asociadas a rampas de cabalgamiento.

El sector **B** coincide en superficie con el frente de cabalgamiento de Sierra Seca sobre la Sierra de Castril. Entre ambas sierras quedan cobijados sedimentos de edad Neógeno. La morfología, aunque a grandes rasgos caótica, permite sugerir bandas de rampas y rellanos como en el caso de los perfiles anteriormente descritos.



PERFIL SISMICO RS-87-02 Y SU INTERPRETACION. (A) Sector con secuencias deposicionales de identificación dudosa. (B) Sector de secuencias de cabalgamientos con rampas y re-llanos.

Fig.12 .- Perfil sísmico RS-87-02 y su interpretación

La disposición de los perfiles sísmicos longitudinales y en consecuencia subparalelos a las directrices estructurales prebéticas, la escasa inclinación de los frentes cabalgantes, especialmente en profundidad, junto con la morfología, generalmente caótica de los reflectores, (condicionada en gran medida por la geometría estructural), son razones suficientes para que estos perfiles no posean una claridad de imagen.

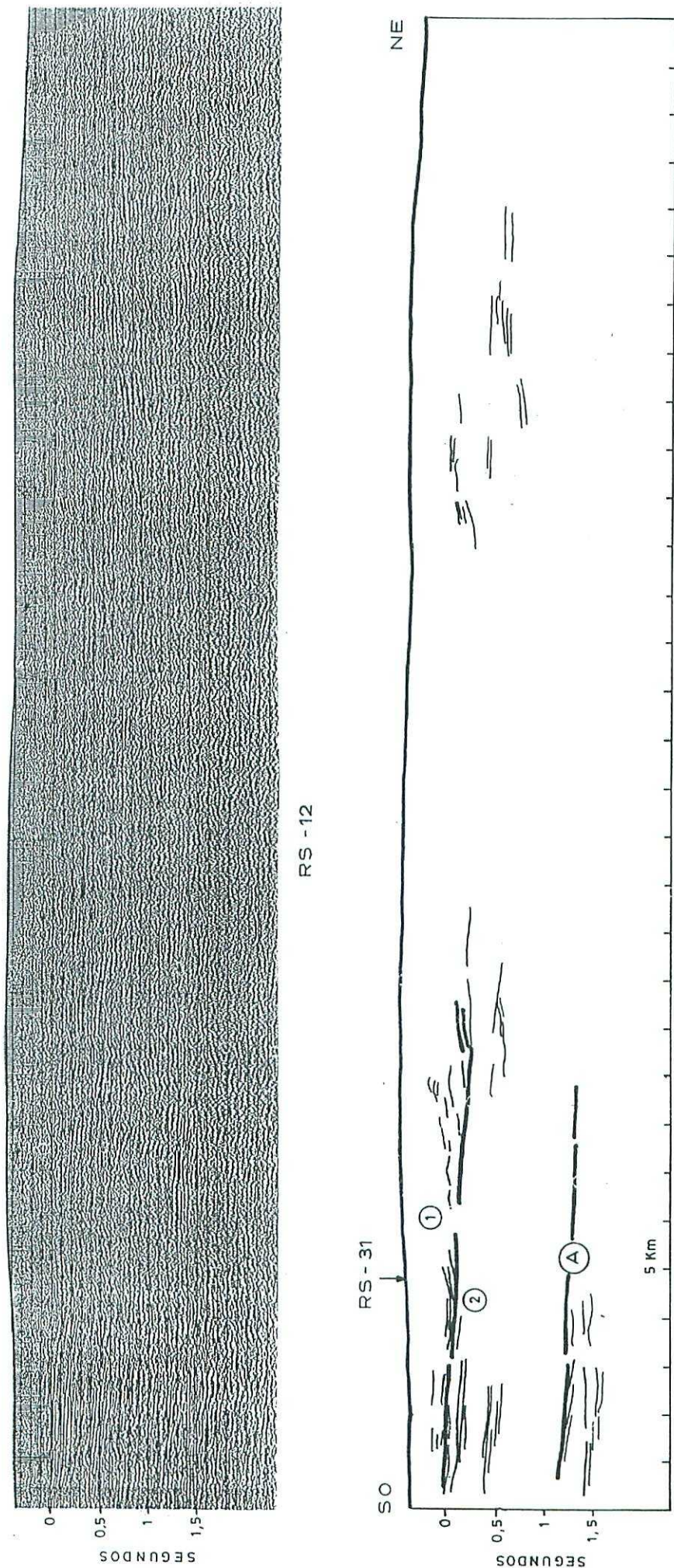
No obstante, sobre los perfiles RS-12 y RS-87-01 se pueden extraer algunas consideraciones que a continuación se paran a describir.

El perfil RS-12, se extiende desde el borde norte de la Sierra de la Taibilla (Hoja de Nerpio), hasta las inmediaciones de la Sierra de la Sagra en su límite noroccidental. La **figura 13** representa el perfil sísmico y su interpretación, donde destaca la ausencia casi generalizada de reflectores de entidad. Sin embargo, con la ayuda del perfil RS-31 que lo cruza puede interpretarse que en el sector **1** está la secuencia prebética de edad Paleógeno indiferenciado, en la cual los reflectores se disponen en *onlap* sobre la secuencia inferior (sector 2), que corresponde a sedimentos de edad Cretácico superior-Paleoceno.

Por otro lado, el sector **A** donde se reconoce un reflector algo más potente aunque discontinuo, podría corresponder a la traza de una rampa frontal, según se deduce de la truncación estructural de los reflectores inferiores (**figura 13**). Este mismo reflector y la interpretación reseñada, es congruente la misma profundidad con la zona de cruce del perfil RS-31.

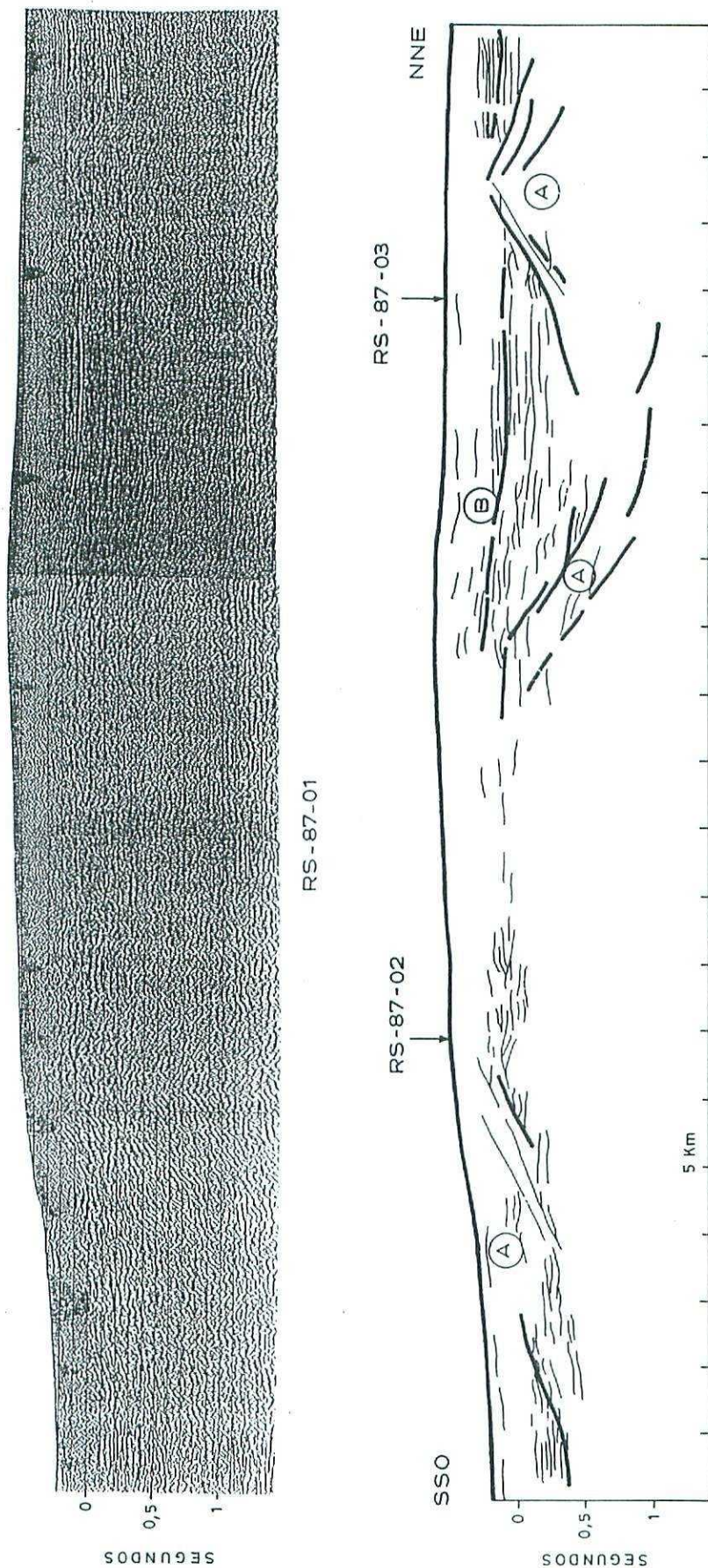
El perfil sísmico RS-87-01 (**figura 14**) discurre por una parte del río Castril y se extiende hacia el N por la vertiente noroccidental de Sierra Seca. Como en otros perfiles se identifican varios sectores.

Los sectores **A** muestran unas superficies donde los reflectores se disponen en *onlap*. Este límite se interpreta como una truncación estructural de los



PERFIL SISMICO RS-12 Y SU INTERPRETACION. ① Secuencia Prebética (Paleógeno indiferenciado). ② Secuencia Prebética (Cretácico Superior-Paleoceno). A Probable traza de una rampa frontal (cruce con perfil RS-31).

FIG. 13



PERFIL SISMICO RS-87-01 Y SU INTERPRETACION. (Perfil paralelo a las directrices estructurales).

(A) Zonas interpretadas como rampas laterales respecto a la dirección de transporte tectónico.

(B) Zona de rampa y/o rellano frontal respecto a la dirección de transporte tectónico

reflectores. Por lo tanto, las superficies señaladas serían compatibles con rampas laterales, que además son congruentes con las rampas frontales deducidas en los perfiles RS-87-02 y RS-87-03 que cruzan a éste.

El sector **B** representa, así mismo, un reflector potente que trunca reflectores de menor magnitud y se interpreta como una rampa y/o rellano frontales. Esta rampa en este perfil aparece muy tendida por ser una traza ortogonal a la dirección de transporte tectónico. Por encima y por debajo de esta rampa hay reflectores de tendencia plano-paralela que deben de corresponder a secuencias deposicionales del Prebético de probable edad Cretácico.

3.3.2.1.3.- Interpretación tectónica

El estilo estructural que presenta el Prebético (alóctono) es el de un conjunto de escamas, mantos o fallas inversas, que se propagan en la dirección ONO-SSE y sentido hacia la Meseta Ibérica. Esta tectónica es tanto más acusada cuanto más cerca se está en la Cuenca del Guadalquivir.

La geometría estructural más generalizada que se observa en superficie, es la de un conjunto anticlinorial con los flancos noroccidentales fallados y cabalgados. Es común observar que las escamas, resultantes de los flancos de los pliegues fallados, lateralmente desaparecen, o acaban dando domos o cierres periclinares preferentemente hacia el SSO.

También son destacables las fracturas de salto en dirección orientadas NO-SE y de componente dextrorsa.

La evolución estructural del Prebético ha acontecido posteriormente al Tortonense superior, según se deduce de la edad de los sedimentos de la Cuenca del Guadalquivir, que quedan cobijados bajo los mantos de cabalgamiento.

El análisis estructural realizado con el auspicio de los datos de sismica, mediante la interpretación de perfiles sísmicos, permite identificar un comportamiento tectónico complejo, donde en algunos casos los datos estructurales de superficie no son extrapolables a profundidad.

El modelo tectónico más general es el de un conjunto de escamas que constituyen secuencias de cabalgamiento. Estas secuencias de propagación y desplazamiento a través de superficies de cabalgamiento, responden a la denominación de *piggy-back* (DAHLTROM, 1.970); probablemente los cabalgamientos superiores serían los más antiguos, mientras los inferiores corresponderían a los más modernos.

De acuerdo con la interpretación de los datos de superficie y de subsuelo, se identifican en los frentes de cabalgamiento zonas de rampas y rellanos. Este conjunto origina un apilamiento de escamas imbricadas en superficie, que se propaga hacia la cuenca de antepaís (*foreland*). Las rocas de muro muestran una acreción por solapamiento de láminas cabalgantes (**figura 9**, sector 2).

Un aspecto de gran interés a tener en cuenta en el análisis estructural, es que mientras la geología de superficie muestra numerosas estructuras anticlinoriales (anticlinales y sinclinales), la sismica de reflexión denuncia que estas estructuras no sobrepasan los 200–300 m de profundidad. Esto es un hecho evidente si se compara el mapa de síntesis estructural (**figura 3**), con los perfiles RS–29 y RS–31 (**figuras 9 y 10**) en él representados. Estas estructuras superficiales replegadas pueden estar en relación con láminas de deslizamiento imbricadas, correspondientes a mantos cabalgantes y cuyos frentes están erosionados (morfología original de tipo *duplex* con techo y muro de cabalgamiento en el sentido de DAHLSTROM, 1.970).

El contraste existente entre los datos de superficie y subsuelo es evidente, al tiempo que los datos de subsuelo revelan estructuras de tipo *duplex* ocultas. Estos

aspectos son muy importantes a la hora de interpretar, los acortamientos de Prebético en relación con el Orógeno Bético.

Por otro lado también los datos de subsuelo muestran superficies de cabalgamiento que se han interpretado como rampas laterales. Estas rampas se caracterizan por presentar un desplazamiento de salto en dirección. Rampas con esta morfología se han localizado en el perfil RS-87-01 de la **figura 14**; las trazas en superficie de algunas de estas rampas son coincidentes con dos grandes accidentes de desgarre dextrorsos, que se sitúan entre las sierras de La Taibilla y Seca.

Otro accidente congruente con los anteriores, pero del que no se disponen datos de subsuelo, es la falla de Tíscar. Dicha falla tiene una componente de salto en dirección dextrorsa de unos 6 km. FOUCAULT, 1.971 indica que esta falla no se extiende ni al NO ni al SE y que es la resultante del acortamiento lateral producido por los cabalgamientos de las Sierras de Cazorla y Segura FRIZON et al. (1.991) consideran esta falla como una línea tectónica que uniría los puntos de terminación de todas las escamas del Prebético hacia el Sur (*branch line*) y quedaría oculta por el cabalgamiento Subbético.

En la opinión de los autores de este trabajo, la falla de Tíscar formaría parte de una banda de deformación de dirección NO-SE, que tiene una anchura de unos 20 km y que en adelante se denominará corredor tectónico del Guadiana Menor. Este corredor tectónico será tratado más adelante como nexo de unión entre la cuenca de antepaís del Guadalquivir y las cuencas satélites más retrasadas de la misma edad, implicadas en el Orógeno Bético; también delimita los afloramientos prebéticos por el SO, para dar paso a las unidades de la Zona Subbética.

3.3.2.2.– Subbético

Uno de los rasgos más llamativos que ofrecen los mapas de las Cordilleras Béticas, es el predominio areal de afloramientos triásicos y su estructura tectónica en general caótica, respecto a los jurásicos, cretácicos y terciarios.

El estilo estructural complejo de los diversos afloramientos jurásicos, cretácicos y terciarios, puesto de manifiesto: de un lado por la tectónica en escamas que pone en contacto unidades geológicas con series estratigráficas diferentes, y de otro por geometrías anticlinoriales con vergencias opuestas, explica los distintos modelos tectónicos propuestos y la diversidad de opinión entre diferentes autores.

El Subbético en el área de estudio, se erige como un conjunto de alineaciones montañosas separadas e individualizadas entre sí, por sedimentos neógenos presumiblemente integrantes de una o varias cuencas desarticuladas por la tectónica neoalpina.

Las principales alineaciones montañosas en el área de estudio son: Sierra Mágina, sector de Montejícar (Montes Orientales de Granada), sierra norte de Moreda, Sierra Arana, Jabalcón, Sierra de Orce, Sierras de Huéscar–Fonclemente (Duda, Marmolance, Montilla y La Sagra) y la Sierra de Taibilla en Nerpio.

3.3.2.2.1.– Antecedentes

Las interpretaciones tectónicas y paleogeográficas de las diferentes unidades que forman el Subbético es una cuestión debatida en la actualidad, especialmente desde que se reconoció la existencia de una estructura en mantos de la Cordillera Bética.

Muchos son los autores: alemanes, franceses, en la parte occidental de la Cordillera Bética, y holandeses y franceses en la parte oriental, todos ellos, junto con españoles, los que desde principio de siglo han ido sugiriendo ideas autóctonistas o aloctonistas del Subbético.

No es objetivo principal, de este epígrafe reseñar teorías de diversos autores en muchos casos obsoletas, por lo que se hará referencia a los mapas y memorias que ITGE ha publicado recientemente, sin menoscabo de utilizar datos de autores que se consideren son de interés en el estudio.

Como se ha mencionado anteriormente, los afloramientos subbéticos están separados e individualizados entre sí, por lo tanto se cree conveniente que en el momento de su caracterización tectónica se haga indicación expresa de los antecedentes que tengan utilidad en este estudio.

3.3.2.2.2.- Caracterización tectónica

Se procederá a la descripción de forma individual de las sierras o bloques estructurales mencionados anteriormente y cuyos afloramientos se encuentran dispersos en el mapa de síntesis estructural a E.1:200.000 (**figura 3**).

Hay que significar que una parte de los afloramientos, considerados como pertenecientes al Subbético, Unidades Intermedias y Prebético, más la mayoría de afloramientos triásicos, se han separado de estos dominios porque los datos paleontológicos obtenidos son congruentes con unidades terciarias. La revisión parcial de cartografías previas a este trabajo, demuestra una importante acotación en la extensión cartográfica de estos dominios. Por lo tanto, la caracterización tectónica se llevará a cabo por bloques estructurales independientes, tomando como fiable la geometría estructural de dichas cartografías.

Sierra Mágina

Está situada en la parte occidental de la Hoja de Torres.

Litológicamente está constituida por una secuencia carbonatada jurásica y otra secuencia de dominio margoso de edad Cretácico–Paleógeno, perteneciente al Subbético y Unidades Intermedias.

La geometría estructural que presenta es la de un anticlinorio con vergencia norte, donde las estructuras plegadas subsidiarias están en algunos casos falladas e invertidas. La secuencia de plegamiento que se observa de sur a norte es la siguiente: anticlinal, falla, anticlinal, sinclinal (invertido), cabalgamiento y varias secuencias de escamas con anticlinales y sinclinales asociados, que progradan hacia la Cuenca del Guadalquivir.

Los límites de Sierra Mágina son contactos bruscos implicados en una tectónica compresiva de edad Neógeno. El límite septentrional es cabalgante sobre sedimentos de edad Serravalliense superior – Tortoniense inferior. Los límites meridional y oriental se interpretan como un contacto mecánico indiferenciado con materiales de carácter tectónico–gravitacional.

De acuerdo con las observaciones realizadas sobre la geometría y el estilo de las estructuras, Sierra Mágina se interpreta como un manto de cabalgamiento, formado por varias cuñas y/o escamas tectónicas, presumiblemente despegado y desenraizado de la cobertera subbética. La dirección y el sentido de transporte tectónico hacia el NO, es congruente con la progradación tectónica que los mantos béticos tienen en el borde meridional de la actual Cuenca del Guadalquivir.

Desde el punto de vista paleogeográfico las unidades geológicas que comportan Sierra Mágina deberían situarse más al SE, sin que existan criterios claros de la magnitud del desplazamiento.

Los Montes Orientales

Ubicados en una gran alineación montañosa ocupan parte de las hojas de Moreda, Huelma y el sector más occidental de Cuevas del Campo. Están individualizados por los valles del río Guadahortura al N y de Moreda–Bogarre al S.

La adscripción de sus series estratigráficas al Subbético Medio (ITGE, 1.986, HOJAS DE MOREDA y HUELMA), se justifica por presentar: el Jurásico inferior carbonatado, el Jurásico medio margoso y radiolarítico con rocas volcánicas intercaladas, el Jurásico superior formado por turbiditas calcáreas, el Cretácico inferior de margas y margocalizas blancas y arcillas verdes, el Cretácico superior con calizas, margocalizas y margas rojas y el Paleoceno–Neógeno inferior constituido por diversas secuencias turbidíticas margoso–calcáreas.

La geometría estructural que presenta es compleja, si se tiene en cuenta la vergencia sur que muestran los cabalgamientos alineados aproximadamente N 80°E y la dirección mucho más nortada (~ N 40°E) de las estructuras plegadas, sin tener en cuenta el sinclinal N–S que delimita el borde oriental. De acuerdo con la morfología de las estructuras, se deduce un sentido de propagación del transporte tectónico hacia el sur, si bien los límites septentrionales y oriental de estos afloramientos están presuntamente mecanizados.

Según la distribución cartográfica de estas rocas (**fig. 3**) se observa una ruptura de los afloramientos en el corredor del Guadiana Menor, denominación propuesta en epígrafes anteriores. Dichos afloramientos quedan interrumpidos por la

Cuenca de Guadix-Baza y otros de características similares aparecen mucho más al NE, formando las Sierras de Huéscar.

La vergencia de los cabalgamientos al S, con sus estructuras plegadas asociadas, podría estar en relación con una propagación inversa a la dirección de transporte tectónico (*overstep*) hacia la cuenca de antepaís. Por otra parte, retrocabalgamientos asociados al acortamiento producido por la formación de una rampa frontal, son argumentados por BUTLER (1.992) y los denomina *pop up back thrusts*.

La disposición norteada de las estructuras de plegamiento así como la curvatura que a su vez se observa en los ejes de los pliegues, podrían ir asociados a movimientos de salto en dirección que son simultáneos con el desplazamiento de los cabalgamientos.

Las interpretaciones paleogeográficas admitidas por numerosos autores es la pertenencia de este Subbético a un surco más profundo dentro de una gran plataforma, donde se desarrolló actividad volcánica concomitante con la sedimentación. De igual modo que en casos anteriores, no puede precisarse la procedencia y aún menos la distancia del desplazamiento de estas unidades. Sin embargo, la presencia de elementos subbéticos próximos que se han desarticulado de esta gran masa (Mencal y afloramientos de los Baños de Alicún de las Torres entre otros), sugieren una fragmentación de los cabalgamientos subbéticos en cuñas o láminas tectónicas individualizadas.

Sierra Arana

Es la alineación montañosa situada en el ángulo suroccidental de la Hoja de Moreda, y ocupa también el vértice inferior izquierdo del mapa a E.1:200.000 que se presenta en esta memoria (**figura 2**).

Sus afloramientos están constituidos esencialmente por dolomías y calizas blancas pertenecientes al Lías y por calizas nodulosas y brechoides con abundantes ammonites del Dogger y Malm. El Cretácico inferior se encuentra en afloramientos dispersos situados en el borde nororiental, mientras que el Cretácico que jalona el borde sur de dicho mapa, muchos autores lo asocian a la Unidad del Despeñadero que más adelante se tratará. Sierra Arana se inscribe en el Subbético Interno (ITGE, 1.986), si bien existen en el Malm, rocas volcánicas asociadas que son características del Subbético Medio.

La geometría estructural es poco definida, aunque en el mapa cartográfico (H. Moreda, ITGE, 1.986) se interpreta un corte geológico. Este corte sugiere que S^a Arana actúa como una lámina cabalgante hacia el norte, cuyo frente de propagación se desarticula y las cuñas tectónicas se encastran en los sedimentos pertenecientes al Mioceno inferior.

Jabalcón

Está situado en la parte centro-meridional de la Cuenca de Guadix-Baza.

Está constituido esencialmente por dolomías grises y calizas blancas en la periferia de la Sierra y por calizas tableadas con sílex en su núcleo.

El aislamiento que tiene el Jabalcón de otras unidades estructurales, al estar rodeado de materiales plio-cuaternarios de la Cuenca de Guadix-Baza, y su proximidad a las Zonas Internas, son causas que determinan incertidumbre a numerosos autores a cerca de su paleogeografía. CRUZ-SANJULIAN et al. (1.971), opinan que el Jabalcón pertenecería al Subbético Interno, mientras que ROEP (1.980) sugiere que podría corresponder a la cobertera del Maláguide.

La geometría estructural que presenta es la de un sinclinal apretado, orientado aproximadamente N-S, con abundantes fracturas radiales que lo atraviesan. El estilo tectónico que ofrece permite sugerir que el Jabalcón ha debido desplazarse hacia el oeste con una componente ONO, y ha quedado empotrado con elementos de las Zonas Internas en las inmediaciones de Zújar.

La ausencia de afloramientos de estas características, tanto al S como al E, no permite argumentar la procedencia de este macizo calcáreo. Sin embargo, a juzgar por la disposición del transporte tectónico y propagación de las Zonas Internas, no sería de extrañar que las Z.I. estuvieran sobre unidades de características similares a las del Jabalcón.

Sierras de Orce y María

Están situadas en las hojas de Orce y Chirivel, al N de la Sierra de las Estancias.

Desde el punto de vista geológico pertenecerían, dentro de la división de Zonas Externas, al Subbético Interno (hojas de Orce y Chirivel, ITGE, 1.978). Las series más significativas están formadas por un Lías calizo-dolomítico, el Dogger por calizas oolíticas y el Malm son calizas brechoides y nodulosas y el Jurásico superior y el Cretácico inferior son margas verdes y radiolaritas. De acuerdo con la información existente no hay sedimentos más modernos en estas series.

El estilo estructural que muestran estas sierras es un tanto complejo. El borde meridional que jalona el contacto con las Zonas Internas muestra frentes de cabalgamientos vergentes al S. Hacia el oeste de las sierras, los frentes de cabalgamiento se disponen aproximadamente N-S con vergencia hacia el N y de igual modo, hacia el oeste estos frentes se inflexionan hacia el sur, hasta enlazar con los anteriormente mencionados. Estos cabalgamientos llevan aparejadas numerosas estructuras anticlinales

y sinclinales, de geometría compleja, con ejes de no mucha continuidad lateral (inferior a 2-3 km) y replegados.

La morfología de estas estructuras cabalgantes sugiere un transporte tectónico hacia el ONO, producido por un esfuerzo tensivo, quizás transpresivo, al desplazarse la Sª de las Estancias hacia el NO. La delimitación del borde norte de las Sierras de Orce y María, presumiblemente, por accidentes direccionales, podría condicionar este peculiar estilo tectónico con vergencias indistintas al N, S y NO de forma simultánea.

Sierras de Huéscar, San Clemente y Puebla Don Fadrique

Constituyen un conjunto montañoso de sierras anastomosadas, desconectadas unas de otras, y alineadas generalmente según directrices regionales NE-SO. Geográficamente se sitúan en las hojas topográficas señaladas en este apartado.

Geológicamente todos estos afloramientos se inscriben dentro de la división de Zonas Externas, como pertenecientes al Subbético Medio-Externo. Litológicamente se caracterizan porque el Lías inferior y medio es calizo-dolomítico; el Lías superior y una parte del Dogger son ritmitas margoso calcáreas con niveles de calizas nodulosas; el resto del Dogger y el Malm son calizas oolíticas, con sílex o nodulosas y margas; finalmente el Cretácico y Paleógeno están formados por margas y margocalizas con intercalaciones de areniscas en diversos puntos de la serie.

El estilo estructural de todo el conjunto de sierras muestra que los bordes noroccidentales de las mismas constituyen frentes cabalgantes. Estos frentes cabalgantes se disponen a modo de relevos, de tal suerte que la unión de todos los frentes origina un frente sinuoso, de dirección NE hacia posiciones meridionales y ENE hacia partes más septentrionales. Sólo las Sierras de la Sagra y Moncayo están aisladas.

La geometría estructural muestra amplios sinclinales con francos fallados de dirección congruente con los cabalgamientos.

La propagación de todo este frente Subbético se produce hacia el NO, directriz compatible con la del propio frente Prebético.

La estructura interna del Subbético se interpreta con la ayuda del perfil sísmico RS-11, representado en la **figura 15**. En dicho perfil se identifican dos sectores diferentes. El sector **A** se interpreta como un conjunto de escamas superpuestas que deben representar una secuencia de cabalgamientos; la disposición caótica de las reflexiones no permite mayores precisiones. Este sector se corresponde en superficie con el Subbético; la ausencia de reflectores continuos que permitieran deducir secuencias deposicionales dentro del Subbético, unido a la casi generalizada profusión de reflexiones caóticas, sugiere que los elementos carbonatados, que se observan en superficie y que constituyen alineaciones montañosas aisladas, están desenraizados y presumiblemente rodeados de materiales margosos en profundidad.

En el sector **B** se reconocen cuatro reflectores potentes que separan otras tantas secuencias deposicionales posibles, representadas por reflexiones más tenues con morfologías planoparalelas. El reflector situado en la escala de tiempos de 2 segundos, podría corresponder al basamento acústico representado por el zócalo (Meseta Ibérica); la no continuidad del mismo, hacia el SE está condicionada por la perturbación de las ondas debido a la disposición imbricada de las escamas, y la litología variada de las mismas.

Sierra de Taibilla

Junto con la parte noroccidental de la Sierra de Moratalla, ocupan el ángulo nororiental del área de estudio en las proximidades de Nerpio.

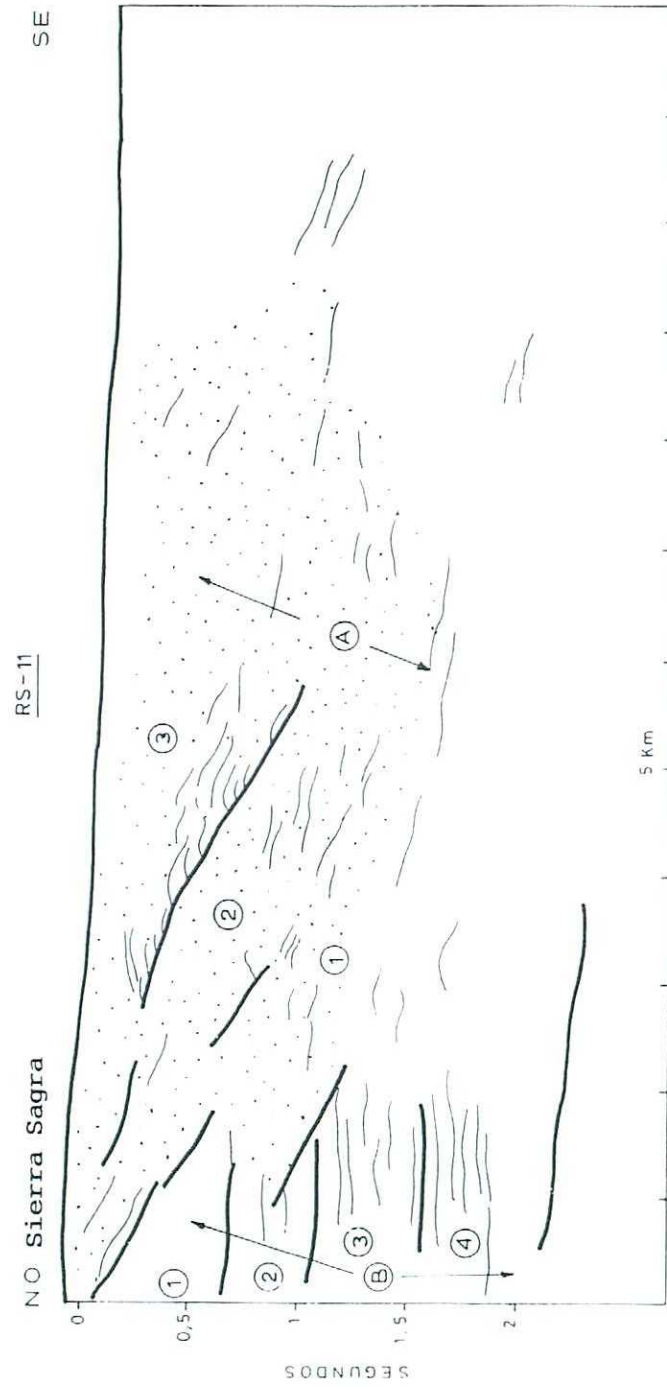
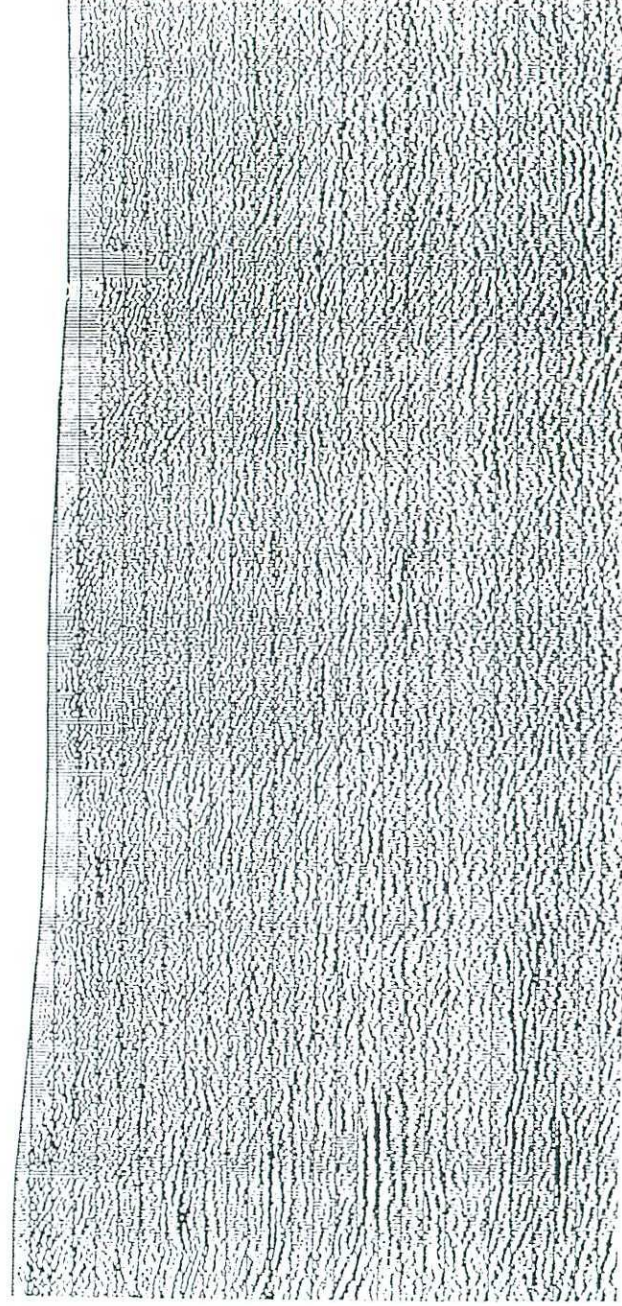


Fig. 15.- Perfil sísmico RS-11 y su interpretación

A.- Escama Subbética con una secuencia de cabalgamientos 1, 2 y 3

B.- Prebético subcabalgado, con varias secuencias deposicionales 1 a 4

Las series estratigráficas que comportan estas sierras presentan: el Lías formado por calizas y dolomías, localmente calizas nodulosas; el Dogger por calizas, margocalizas, calizas nodulosas y calizas tableadas; el Malm constituido esencialmente por calizas nodulosas, margas y margocalizas. El Cretácico está representado sólo el inferior (margas y margocalizas) y aparece en retazos aislados o semiaislados asociados a estructuras cabalgantes, según se deduce del Mapa Geológico Nacional a E.1:50.000 de Nerpio (ITGE, 1.978).

El estilo estructural de la Sierra de Taibilla muestra el borde noroccidental cabalgante, así como el límite oriental. Además es muy significativo la disposición respecto a los afloramientos del Prebético que rodean casi por completo dicha sierra. La información consultada (ITGE, 1.978), interpreta la Sierra de Taibilla como un gran cabalgamiento sobre sustrato Prebético de edad Langhiense.

La geometría estructural de la Sierra de Taibilla se muestra como un gran sinclinal, en el que los flancos de esta estructura corresponden a materiales liásicos y el núcleo está representado por las series del Dogger y Malm. El núcleo de esta estructura se alinea en dirección O-E y se inflexiona hacia el N en su parte nororiental, además se caracteriza por presentar su borde norte fracturado.

El estilo y la geometría estructurales sugieren un transporte tectónico de estos elementos subbéticos hacia el NO.

3.3.2.2.3.- Interpretación tectónica

En los apartados correspondientes al conjunto de sierras subbéticas, mencionados en el epígrafe anterior, se ha procedido a una caracterización tectónica en la cual se indicaban el estilo y la geometría estructurales. Sin embargo, este epígrafe va a servir de recopilación y síntesis del modelo tectónico que se interpreta para el Subbético.

El análisis estructural llevado a cabo con el auspicio del mapa de síntesis tectónica, permite diferenciar cuanto menos dos sectores, sino diferentes, desconectados entre sí por el corredor tectónico del Guadiana Menor.

El sector occidental lo constituyen las sierras de Magina y Arana y los Montes Orientales de Granada. Estas alineaciones montañosas están separadas entre sí por unos valles que están en casi todos los casos ocupados por materiales a los que se les ha asignado una terminología un tanto particular, en virtud de sus caracteres genéticos en relación con procesos tectónicos y gravitacionales como más adelante se discutirá.

La interpretación tectónica de todas estas sierras, hasta la presente ha sido de lo más diversa según los autores y las regiones estudiadas. Un hecho que ha influido sobre manera en estas interpretaciones ha sido la consideración de edades erróneas para materiales aparentemente de edad triásicos, cretácicos y terciarios, que han resultado ser más modernos. En base a estas consideraciones se han formulado muchas hipótesis, algunas de ellas contradictorias, sobre la disposición y vergencia de los mantos de cabalgamiento y en consecuencia sobre la evolución del Orógeno Bético.

Uno de los rasgos más sobresalientes que el presente estudio ha revelado es la presencia de unidades de carácter tectono-gravitacional, precisamente situadas en el frente o en la parte retrasada de las alineaciones montañosas. Estas áreas, en casi la totalidad de los mapas consultados, eran interpretadas como pertenecientes a Trías o Cretácico-Terciario.

El estilo estructural que estos núcleos montañosos, presentan como mantos de cabalgamientos con sentido de propagación al N, excepción hecha para los Montes Orientales que es hacia el S y que constituyen un gran retrocabalgamiento, y la presencia tanto en los frentes como en las partes retrasadas de estas estructuras, de unidades tectono-gravitacionales, sugiere que el Orógeno Subbético se ha desarticulado,

formando un conjunto de escamas tectónicas que migran hacia el N. El apilamiento de unidades de las Zonas Externas e Internas, durante el Neógeno, y su progresivo desplazamiento al N (hacia la Cuenca del Guadalquivir), produce áreas tensionales en el interior del Orógeno que pueden ocasionar cuencas subsidentes o retrocabalgamientos. Así pues, el estilo estructural es el de un conjunto de mantos cabalgantes que presentan en las partes frontales, unidades tectono-gravitacionales formadas preferentemente de materiales plásticos.

En el sector oriental los afloramientos de Subbético son de mucha menos extensión y están bastante más dispersos. En los afloramientos de mayor extensión (sierras de Orce y María) la geometría estructural definida es la de una estructura anticlinoide con vergencia indistinta al S y N, originando una estructura cabalgante con desplazamiento generalizado hacia el Oeste. En las sierras más septentrionales, los afloramientos se muestran como estructuras de geometría anticlinal o sinclinal, con flancos septentrionales fallados lo que sugiere un transporte tectónico de componente norte.

La disposición de estos elementos subbéticos respecto a unidades circundantes de carácter tectono-gravitacional, apoyada por datos de superficie y subsuelo, permite sugerir una tectónica muy acentuada en escamas parcialmente individualizadas y desenraizadas de la "Cobertera Subbética". El frente septentrional de estas escamas se dispone sobre el Prebético, sin que se pueda determinar la magnitud del desplazamiento de aquél sobre éste.

El estilo estructural general del Subbético sería compatible con el modelo de acreción frontal y fragmentación de cuñas orogénicas propuesto por PLATT (1.986). El apilamiento e imbricación de las escamas cabalgantes, sería congruente con un proceso de acortamiento, en relación con un periodo de acreción frontal del Orógeno Bético, donde además los retrocabalgamientos son comunes dentro de los cabalgamientos que están fuera de secuencia (**figura 7**).

3.3.3.- Cuenca de Antepaís

En líneas generales las cuencas sedimentarias se originan por deformación de la placa litosférica, cuando en esta se produce estiramiento, enfriamiento y curvatura.

Los modelos estratigráficos que en ellas residen, dependen esencialmente de la tectónica y de los cambios eustáticos, condicionantes básicos para que se produzca el suministro y la distribución de los sedimentos.

Es fundamental conocer el estilo genético de la cuenca, puesto que va a predecir su evolución sedimentaria. De igual manera que el relleno de la cuenca puede dar a conocer el mecanismo de formación de la misma.

El modelo de cuencas de antepaís está sujeto a episodios de cabalgamiento, en los cuales se produce una propagación del cinturón de cabalgamiento hacia el antepaís (**figura 16**). El efecto subsecuente producido es una paulatina subsidencia hacia el cratón, acompañada por una migración tectónica y sedimentaria a las que van asociadas sucesivas disconformidades (**figura 16,A-1**).

En los periodos de tranquilidad tectónica la propia carga de la lámina orogénica y el peso de los sedimentos acumulados en el frente, producen una migración del abombamiento del antepaís, al tiempo que se denuda el frente orogénico (**figura 16, A-2**).

En un nuevo periodo de actividad tectónica, la cuña orogénica invade la cuenca de depósito antigua, originando otra nueva superpuesta. Esta nueva cuenca se caracteriza por la migración del depocentro (sector de la cuenca con mayor espesor de sedimentos) hacia el antepaís (**figura 16,A-3**).

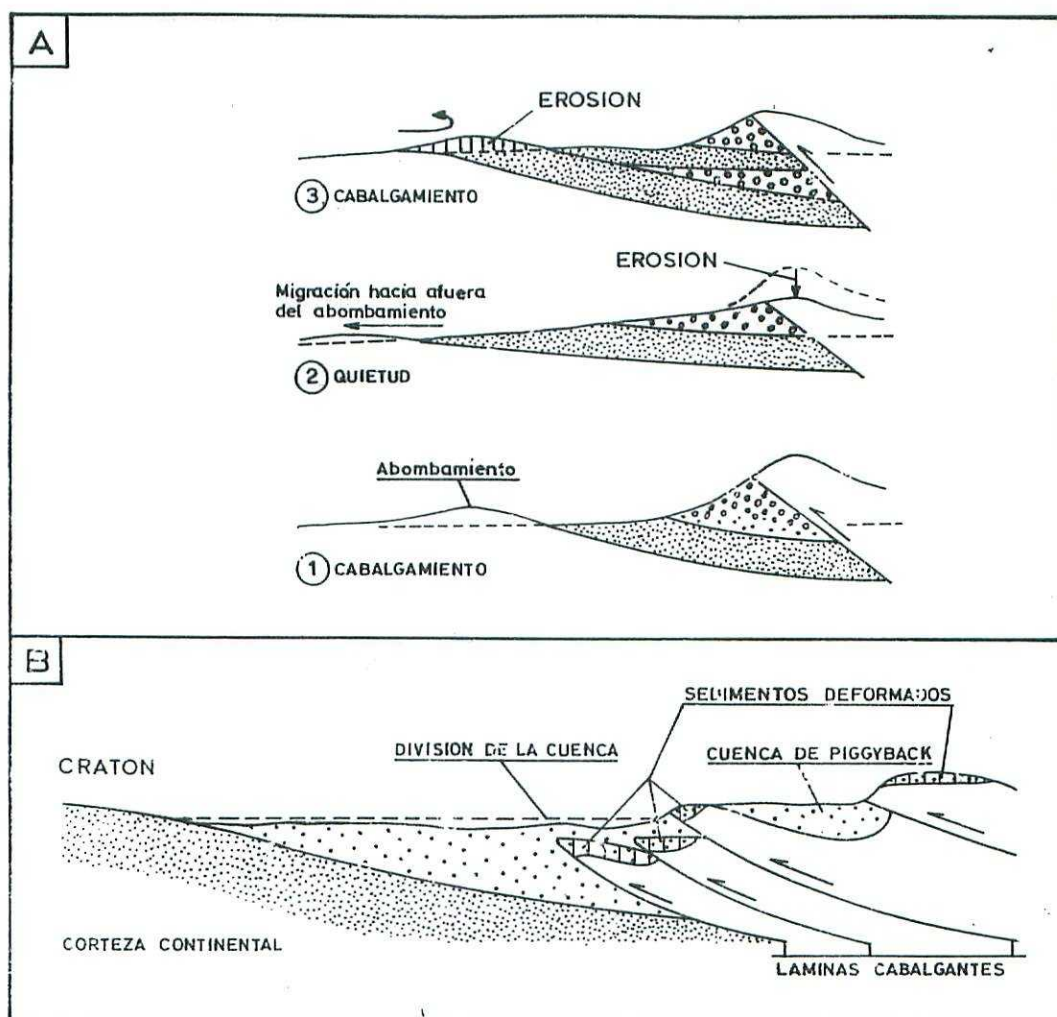


FIG. 16 - A. Modelo de cuenca de antepaís sujeto a episodios de cabalgamiento 1,2 y 3. Modificado de FLEMINGS and JORDAN, 1990.

B. Esquema de cuenca de antepaís. Disposición de las láminas cabalgantes, fragmentación e individualización de la cuenca. Modificado de RICCI LUCCHI, 1986.

Puede suceder, durante el desarrollo normal de cuencas de antepaís y en el frente activo de las láminas o cuñas orogénicas (mantos de cabalgamiento superpuestos), que los sedimentos de la propia cuenca hayan sido envueltos en la deformación (**figura 16, B**).

Además, las láminas cabalgantes pueden compartimentar la cuenca de antepaís de forma aislada (cuenca de *piggy-back*, DAHLSTROM, 1.970; BUTLER, 1.982), o semiaislada en los frentes de las cuñas orogénicas (*pinch-out*). **Figura 15,B**. Si la migración de los *pinch-out* excede del avance del cinturón orogénico, la cuenca de antepaís sería progresivamente más amplia con el tiempo.

Los frentes de las láminas cabalgantes pueden tener distinta relación de propagación o progradación en la cuenca, estando delimitados por fallas laterales. Estas fracturas pueden condicionar rampas laterales, que a su vez pueden ser paralelas a la dirección de propagación u oblicuas. En algunas cuencas estas rampas sirven de conductos canalizadores del sedimento producido por el cinturón orogénico.

Las pulsaciones tectónicas del orógeno inciden directamente en el registro estratigráfico de la cuenca. Además este registro sedimentario dependerá a su vez de varios parámetros, como son: cambios en la capacidad volumétrica debidos al relleno sedimentario o a la invasión de láminas orogénicas, y bajadas o subidas del nivel del mar por ampliación o reducción de los casquetes polares.

De los estudios resultantes de sísmica de reflexión sobre cuencas de antepaís, se ha podido establecer la arquitectura estratigráfica de éstas, organizada en términos de secuencias o unidades deposicionales en el sentido de MITCHUM et al. (1.977). Cada secuencia deposicional se define como una sucesión relativamente conforme de estratos, genéticamente relacionados y limitados a techo y muro por disconformidades o sus correlativas paraconformidades. Esta misma metodología de estudio es la que se ha empleado en la Cuenca del Guadalquivir (*foreland basin*)

recientemente (ROLDAN in lit), en la cual se han definido seis ciclos sedimentarios con sus correspondientes secuencias. Estas secuencias, sólo de carácter marino, comprenden periodos de tiempo que van desde el Langhiense hasta el Plioceno.

La posición de la Cuenca de Guadix-Baza y zonas adyacentes, respecto de la Cuenca del Guadalquivir (*foreland basin*) y la estrecha relación existente de sus unidades, por facies y edad, hace pensar que ambas cuencas deberían estar conectadas en el espacio y tiempo, al menos hasta el Tortoniense superior.

En efecto, las tres unidades o secuencias deposicionales más antiguas que se han definido en la Cuenca del Guadalquivir, y que afloran en su parte más oriental, no sólo son equivalentes en facies y edad, sino que tienen prácticamente continuidad de afloramientos.

Por lo tanto en este epígrafe se abordará el estudio de estas tres unidades, que se van a separar siguiendo un criterio cronoestratigráfico.

- Unidad Langhiense - Serravalliense inferior-medio.
- Unidad Serravalliense superior - Tortoniense inferior
- Unidad Tortoniense superior.

Todas estas unidades de carácter marino están en relación con la evolución de la Cuenca del Guadalquivir, bien en conexión directa o por medio de cuencas satélites. Cuencas satélites que se han podido desarticular por acción de láminas cabalgantes, originadas por el apilamiento de mantos del edificio orogénico de las Cordilleras Béticas.

3.3.3.1.- Unidad Langhiense – Serravalliense inferior-medio

Está representada por sedimentos de carácter eminentemente clástico, en los cuales los procesos gravitacionales y tectónicos, son los máximos condicionantes de su génesis. Antes de pasar al estudio de estas unidades, se considera necesario hacer algunas consideraciones sobre los procesos tectónicos y gravitacionales que acontecen en cuencas de antepaís.

3.3.3.1.1.- Algunas características de los procesos gravitacionales

La amplia representación de sedimentos generados por procesos de deslizamiento en esta región, obliga a hacer algunas consideraciones al respecto.

En líneas generales los fenómenos de deslizamiento producen elementos de tamaño variable, cuya distribución y ordenamiento se produce por gravedad y están en función de la naturaleza del medio (aéreo, subaéreo y acuoso).

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

A grandes rasgos pueden describirse varios tipos de deslizamientos gravitatorios:

- 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 (**figura 17** depósitos *slide*); 2) cuando hay deformación o contorsión del bloque (**figura 17** depósitos *slump*).

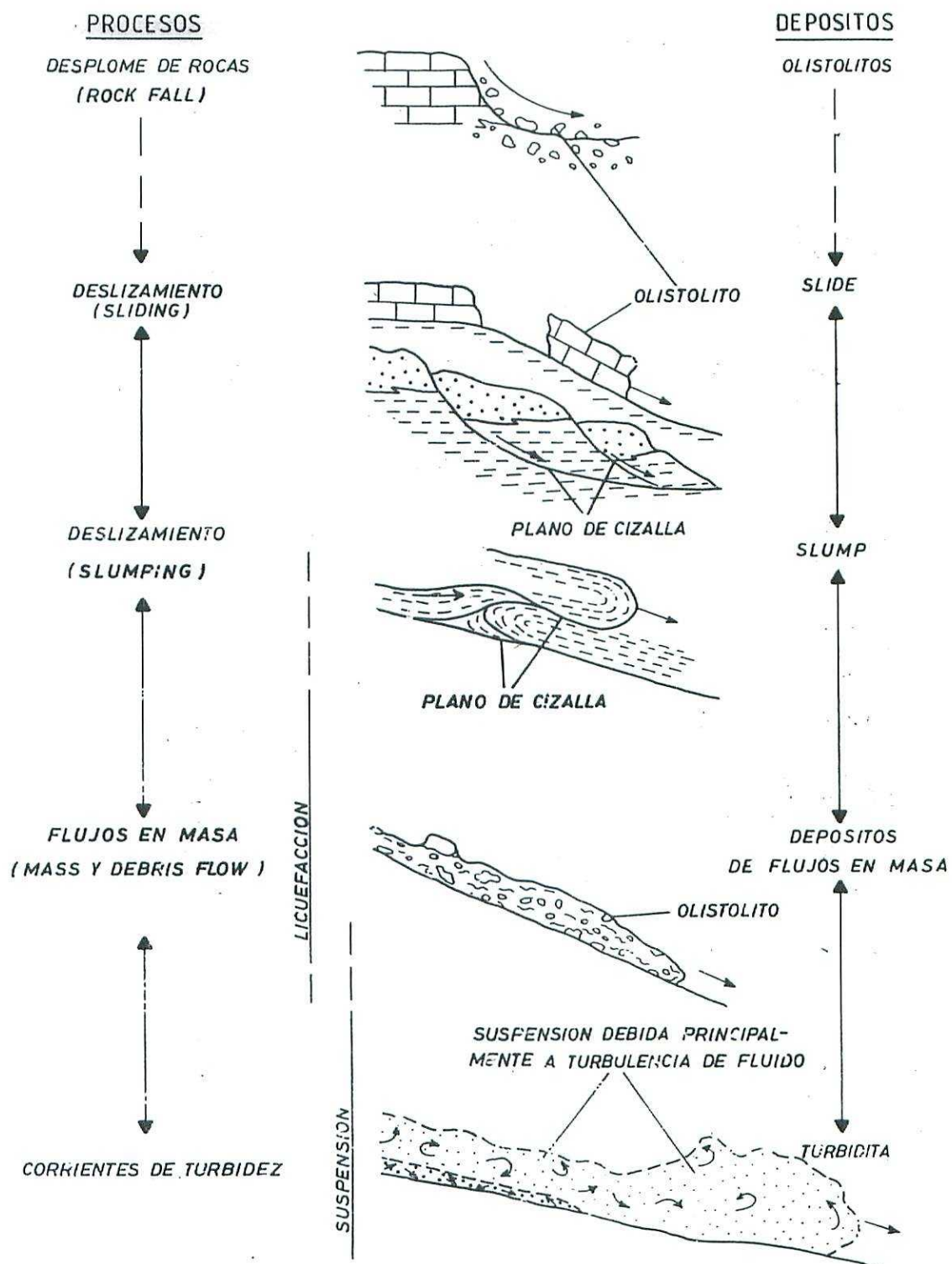


Fig. 17.- PROCESOS GRAVITATORIOS DE TRANSPORTE EN MASA Y SUS DEPOSITOS. (Modificado de READING 1981).

- Deslizamiento incoherente: corresponde al movimiento envolvente de una masa incompetente (*mass flow* **fig. 17**). 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.
- Rocas desplomadas: deslizamiento de rocas por caída o rodamiento a lo largo de una pendiente (**fig. 17** *rock fall*).
- Materiales en suspensión durante el movimiento de deslizamiento: turbiditas proximales y distales.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, aquella unidad geológica que presente acusados procesos de deslizamiento generados por gravedad en medio submarino, se considerará en esta memoria *Unidad Olistostrómica*. Los componentes de la misma serán *olistolitos*, estos a su vez se denominarán *paquetes o bloques deslizados* en función de su morfología ya sea tabular o subcircular; no se empleará una nomenclatura específica para los diferentes tamaños, únicamente se mencionarán las dimensiones en metros o kilómetros.

Dentro de la *Unidad Olistostrómica* se describirán procesos de *debris flow* o *mud flow*, generados por mecanismos de deslizamiento. Los depósitos generados por estos procesos se denominará *debritas*, término ya utilizado por algunos autores italianos (RICCI LUCCHI, 1.986).

3.3.3.1.2.- Algunas características de los procesos tectónicos

Una de las propiedades que tienen las cuencas de antepaís es que presentan un borde activo sometido a sucesivos movimientos compresionales, ocasionados por el apilamiento de unidades procedentes del orógeno. Mientras que en

la parte frontal del orógeno se producen fenómenos compresionales, en las partes más retrasadas del mismo, se pueden generar cuencas en régimen extensional simultáneamente.

En el epígrafe 3.2 de esta memoria se hace un breve comentario de la dinámica de cuencas sedimentarias, y su evolución a partir del modelo propuesto por PLATT (1.986).

En este modelo, dicho autor, resalta el estado de acreción producido por el apilamiento (*stack*) de láminas cabalgantes, que se acumulan en la parte frontal del manto orogénico y que proceden del propio orógeno.

En este trabajo, además de identificar la Unidad Olistostrómica antes reseñada, se ha puesto de manifiesto una Unidad Tectónica Compleja que resulta de la cizalla, apilamiento, imbricación y plegamiento de unidades procedentes de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. La estructura interna de esta unidad, comporta estratos muy deformados con frecuentes disposiciones anastomosadas o de tipo Riedel; además tienen la particularidad de presentar mezcladas series diversas, que pueden corresponder indistintamente a fragmentos de unidades de edades diversas, comprendidas entre Trías y Mioceno inferior.

A esta unidad compleja se le ha denominado Unidad Tectónica en este trabajo, ya que no se tienen antecedentes de la misma ni de otra similar en todas las Cordilleras Béticas. La relación cartográfica que dicha unidad tiene con la U. Olistostrómica y la equivalencia de elementos que ambas presentan, ha hecho que se consideren conjuntamente en este estudio, denominándolas Unidad Tectónico-Gravitacional.

3.3.3.1.3.- Unidad Tectónico-Gravitacional

Está bien representada en el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir, en el Corredor del Guadiana Menor y en general aparece entre las grandes alineaciones montañosas de materiales subbéticos y prebéticos.

Desde el punto de vista geológico esta unidad agrupa dos unidades de características diferentes, aunque probablemente interrelacionadas en sus génesis.

El estilo estructural es muy complejo, ya que al tratarse de una unidad con abundantes elementos plásticos, éstos están sometidos en casi su totalidad a una deformación de tipo dúctil. Por lo tanto, es prácticamente imposible reconstruir estructuras tectónicas si no son, las que están en relación con escamas cabalgantes.

Un hecho comunmente observado es que la Unidad Tectónica-Gravitacional, ocupa las regiones de mayor deformación. Entre estas regiones destacan: el borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir, el Corredor del Guadiana Menor, la zona de separación entre Prebético y Subbético, y entre este último y las Zonas Internas.

3.3.3.1.3.1.- Antecedentes

Los depósitos que forman este ciclo son de naturaleza clástica, básicamente de componente triásica y en menor proporción cretácica y terciaria. De manera tradicional, los afloramientos que agrupan a estos depósitos se les han asignado las edades antes citadas, sin embargo, muchos autores han hecho consideraciones explícitas sobre ellos.

STAUB (1.926 b y 1.934) denominó al Trías de Antequera, Manto de Antequera y reconoce elementos alóctonos procedentes de las Zonas Internas. FALLOT (1.928) 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 le acompañó una cobertera sedimentaria aún en formación.

En 1.964 FOTBOTE observó entre Alcaudete y Cambil (Jaén) que el Trías es alóctono y lo denomina para una parte de este sector Manto de Cambil.

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

GARCIA 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.

VIGUIER (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), HOEDEMAECKER (1.973) demostró que el máximo de vertidas olistostrómicas a la cuenca se produjo en el Serravalliense inferior, y que éstas colmataron dicha cuenca al final del Serravalliense.

BOURGOIS (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), piensa 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.

ROLDAN y GARCIA CORTES (1.988) concluyeron que la presencia de brechas sedimentarias y olistolitos, de diversa naturaleza (triásica, cretácica y terciaria), ordenados en secuencias estratigráficas, son pruebas suficientes para demostrar 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.

3.3.3.1.3.2.- Características tectónicas

La complejidad estructural que la Unidad Tectónica-Gravitacional presenta, está motivada fundamentalmente por la gran plasticidad de los sedimentos que la componen. Además, se ha observado que en el corredor del Guadiana Menor (G.M.) la deformación es aún más acentuada como se verá más adelante.

La disponibilidad de uso de varios perfiles sísmicos en el corredor del G.M., ha permitido poner de manifiesto la estructura interna de esta unidad y las relaciones, que desde el punto de vista tectónico, existen entre el Prebético, el Subbético y las unidades deposicionales que integran el relleno de la cuenca de antepaís y otras asociadas.

El análisis y la interpretación sísmica se ha realizado sobre tres líneas, situadas al oeste de la Sierra de Cazorla. Estas líneas tienen una orientación más o

menos norteada. A continuación se describirán, con el apoyo gráfico correspondiente, las características más importantes que los datos de subsuelo han aportado.

Perfil 84-26. Está situado en las inmediaciones de la localidad de Quesada. La interpretación de esta línea sísmica es compleja porque no presenta buenos reflectores. En todo su conjunto destacan reflexiones de pequeña magnitud (inferiores al kilómetro de largo), generalmente de morfología monticulada cuando no son caóticos como sucede en la mayoría de los casos. También se reconocen líneas de fractura que delimitan la intersección de diversos haces de reflexiones. Estas fracturas se interpretan que están asociadas a láminas cabalgantes con vergencia hacia el SO (**figura 18**).

Perfil RG-87-05. Tiene dirección N-S y para varios kilómetros al E de Jódar. Este perfil tiene mejor calidad que el anterior y muestra la relación espacial entre las unidades que se han depositado sobre el antepaís y las Zonas Externas.

La morfología de las reflexiones es por lo general caótica, si bien algunas tienen una forma arqueada de corta longitud que chocan con unas líneas inclinadas. Estas líneas se han interpretado como láminas de cabalgamiento, que en el caso del perfil, tienen una vergencia dominante hacia el N (**figura 19**). También hay que destacar que bajo la Unidad Tectónica-Gravitacional se observa un basamento acústico (que va de menos de 0,5 s al N, hasta más de 1 s al S), interpretado como la cobertera mesozoico-terciaria (quizás Paleógeno) situada sobre el Zócalo Ibérico a una profundidad aproximada comprendida entre 0,75 s la N y 1,25 s al S (**figura 19**).

Perfil RG-3. Está situado al oeste de la localidad de Jódar, y se extiende desde las estribaciones orientales de Sierra Mágina, hasta el interior de la Cuenca del Guadalquivir. Este perfil no dispone de buenos reflectores acústicos más que los interpretados como pertenecientes a la cobertera mesozoica y al Paleozoico. en el tercio meridional de dicho perfil, se advierte una gran superficie cabalgante; por encima de ella las reflexiones son en general caóticas y por debajo, no hay ninguna respuesta acústica

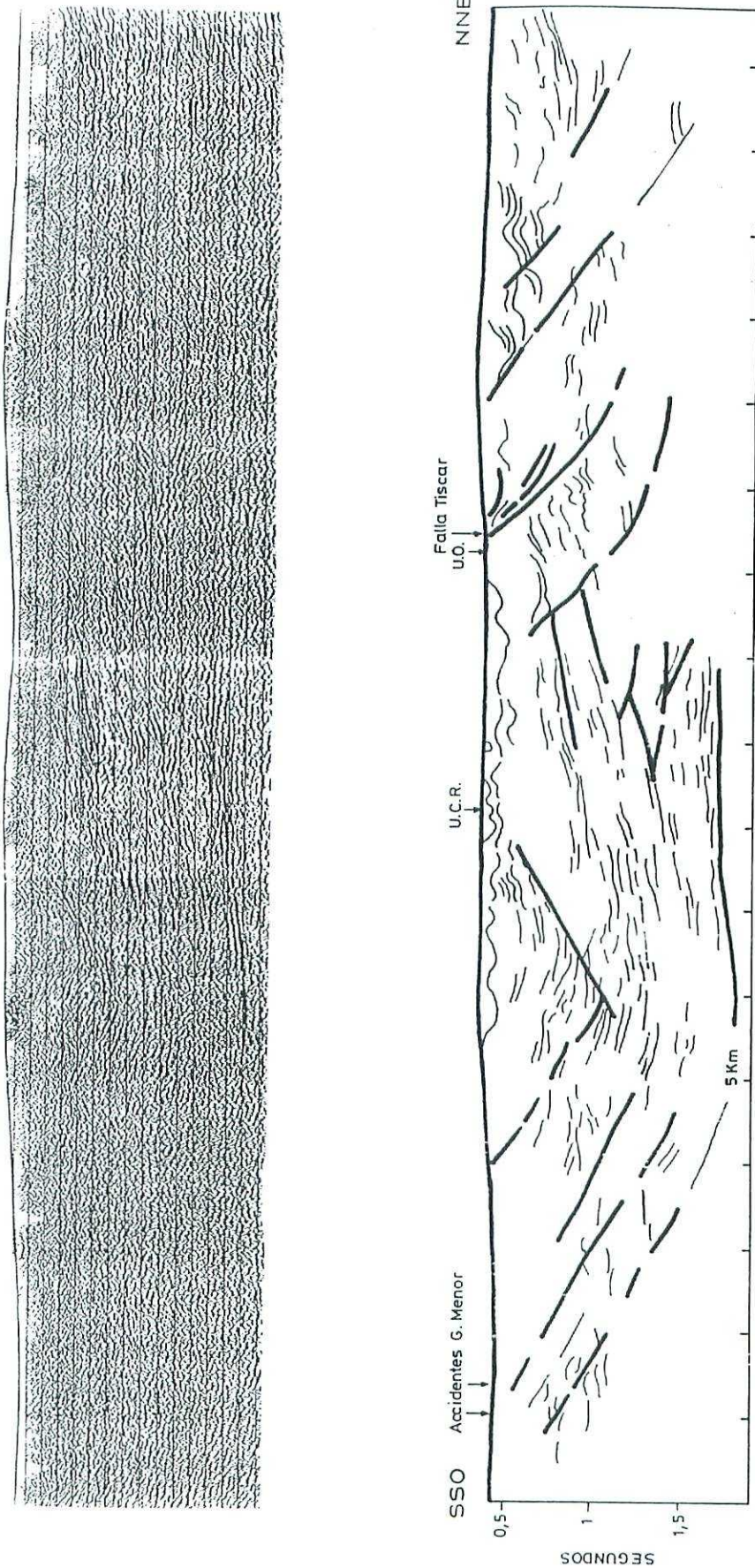


Fig. 18.- Perfil sísmico 84-26 y su interpretación

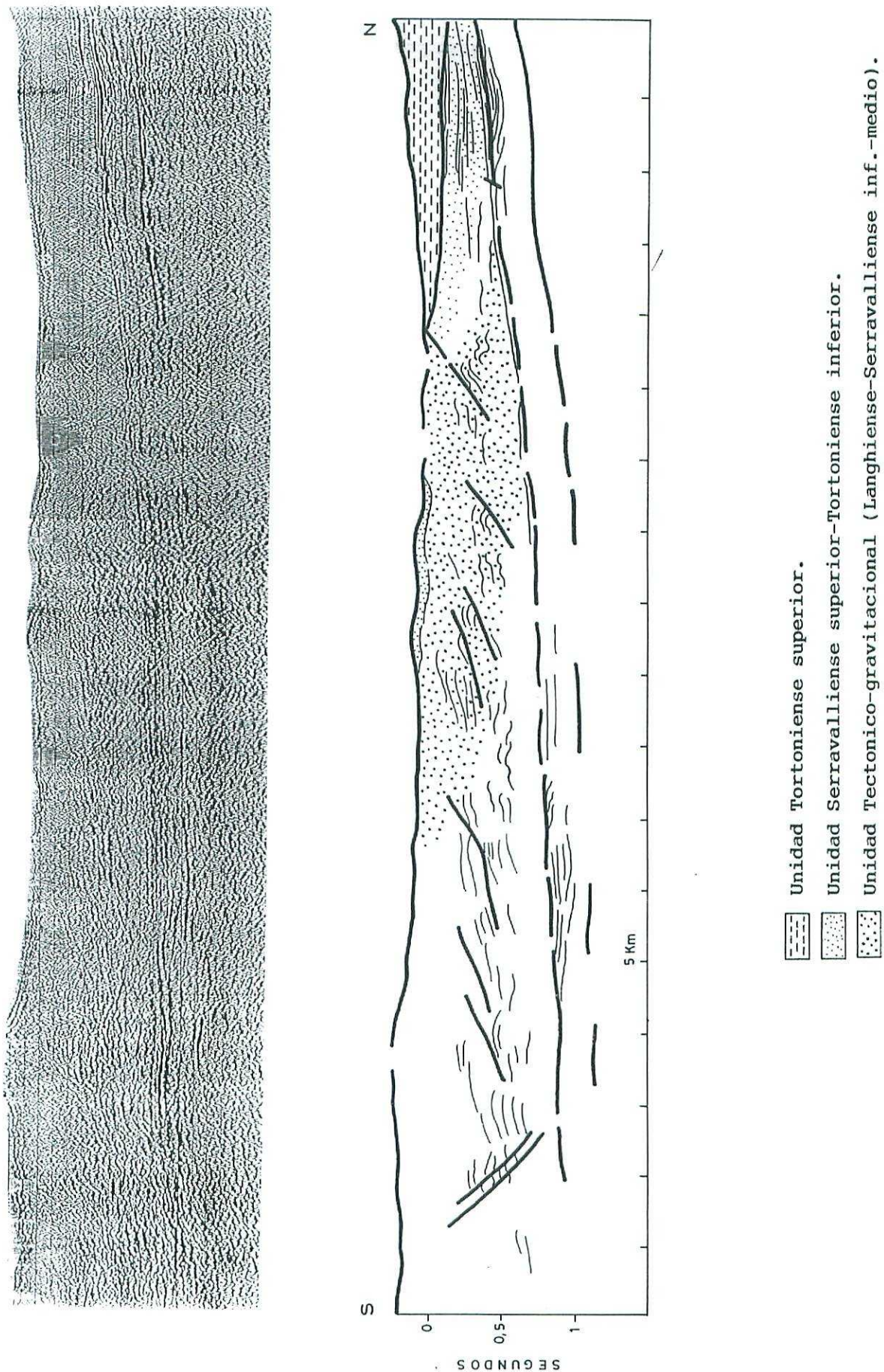


Fig. 19.- Perfil sísmico RG-87-05 y su interpretación

al actuar los materiales como reflectores transparentes. La vergencia de esta lámina cabalgante es hacia el NO como muestra la **figura 20**.

3.3.3.1.3.3.- Interpretación tectónica

El estilo estructural que presenta la Unidad Tectónica-Gravitacional es muy compleja, dada la plasticidad generalizada de sus elementos y la ubicación de los mismos en una zona con gran actividad tectónica, (Corredor del Guadiana Menor y pasillos tectónicos entre afloramientos de las Zonas Externas e Internas).

La geometría estructural que esta unidad presenta puede ser diferenciada según se trate de las dos posiciones anteriormente mencionadas.

En los pasillos tectónicos situados entre Zonas Externas e Internas, esta unidad tiene un carácter preferentemente tectónico y en su estructura interna alberga grandes bloques de materiales mesozoico-terciarios, que aunque muy distorsionados y dislocados, pueden en general reconocerse a qué series estratigráficas pertenecieron. La mayoría de los afloramientos tienen la particularidad de presentar paquetes de estratos entremezclados y muy deformados de edades diferentes comprendidas entre Trías y Mioceno inferior. El análisis y la interpretación estructural no sólo de los datos de superficie, sino también de subsuelo, permite sugerir un modelo tectónico basado en escamas y láminas cabalgantes, constituidas en general por materiales relativamente plásticos, que se van superponiendo y entremezclando unas con otras. El estilo estructural que se propone, respondería a un conjunto de láminas, de naturaleza y edad diversas, imbricadas, situadas en el frente de grandes cabalgamientos. Estos cabalgamientos de mayor magnitud, debieron estar gobernados por los grandes afloramientos carbonatados de edad Jurásico.

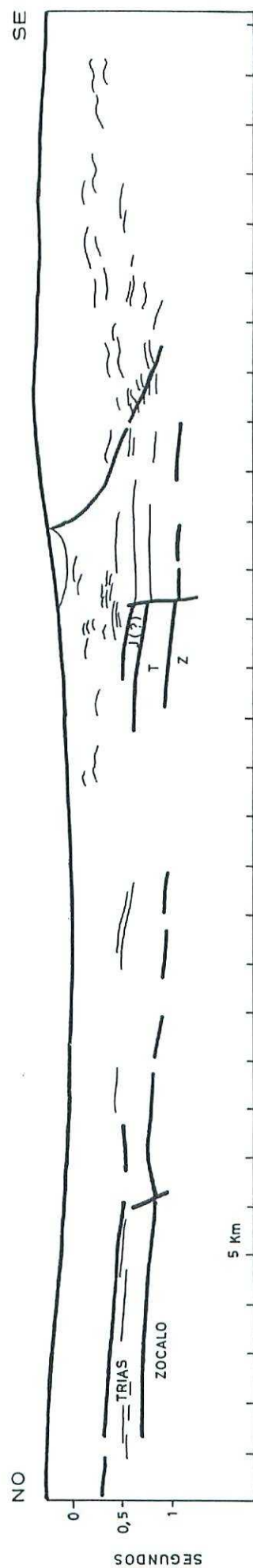
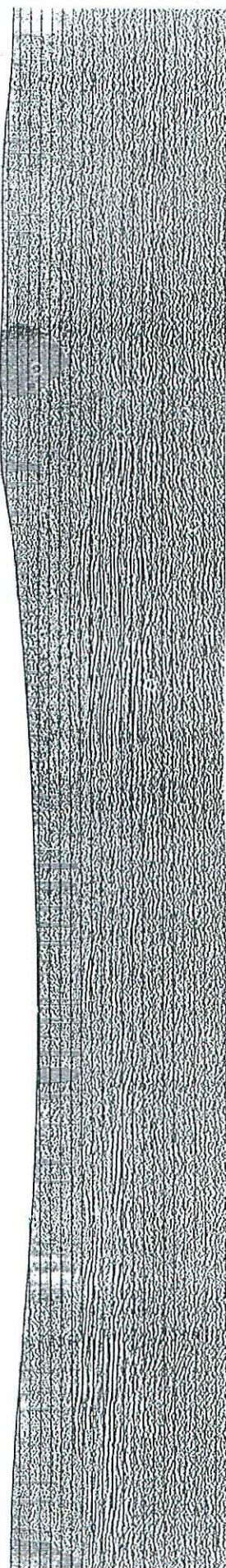


Fig. 20 .- Perfil sísmico RG-3 y su interpretación

En el Corredor del Guadiana Menor pueden distinguirse dos zonas estructurales claramente diferentes, separadas aproximadamente por el río que le da su nombre.

La zona oriental se caracteriza por que la U. Tectónica Gravitacional está delimitada hacia el este, por los afloramientos prebéticos de la Sierra de Cazorla. Desde el punto de vista tectónico, la característica más destacable en superficie de los materiales prebéticos en superficie, es que muestran una tectónica en escamas que se propaga hacia el noroeste; sin embargo, los datos de subsuelo, dentro del Corredor, revelan un transporte tectónico hacia el SSO de la U.T-G. (**figura 18**). Este transporte se evidencia por un conjunto de láminas cabalgantes (rampas), entre las que se observan reflectores asociados con morfología monticulada (rellanos).

Por otro lado, la zona occidental se caracteriza porque la U.T.G. presenta, preferentemente, rasgos que demuestran que es una unidad sedimentaria formada por procesos de deslizamiento. Al mismo tiempo, los datos de subsuelo revelan que dicha unidad se asienta sobre la cobertera tabular del borde de la Meseta, y que la estructuración interna, deducida por sísmica, presenta un conjunto de escamas imbricadas con vergencia al N (**figura 19**). Esta disposición y geometría de la U.T.G., se extiende desde esta zona hasta las inmediaciones de Sevilla y constituye el borde activo de la Cuenca del Guadalquivir (*foreland basin*).

Si se compara la estructura interna de las dos zonas anteriormente mencionadas, con el apoyo de los perfiles interpretados en las **figuras 18 y 19**, al tiempo que se hace uso del mapa geológico de síntesis, donde está la situación de estos perfiles, puede observarse que en poco espacio (no más de 5-10 km² de anchura), la imbricación de escamas que en la parte oriental buza al N, en la parte occidental lo hacen hacia el S. La disposición de las escamas cabalgantes en la zona occidental que además engloban grandes afloramientos subbéticos, es equivalente a la que muestran las escamas

prebéticas. En este sentido hay que significar que entre los afloramientos prebéticos y subbéticos, se ubica el Corredor del Guadiana Menor.

Este Corredor, que delimita claramente dos dominios paleogeográficos, desplazados y apilados hacia el N, muestra una disposición ortogonal respecto de estos dominios, con superficies tectónicas de vergencias contrapuestas. Dicho corredor, por lo tanto, se interpreta como una banda tectónica por donde se canaliza la deformación, entre el avance diferencial de los dominios Subbético y Prebético, hacia la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir. Esta banda sería congruente con un gran sistema de desgarre o bien podría asociarse a una gran rampa lateral.

En diversas cuencas alpinas de antepaís, al norte de los Apeninos, se han descrito bandas de fractura transversales a la propagación de los cabalgamientos por diferentes autores italianos. Estas bandas de fracturas de gran magnitud (líneas Sillaro, Marecchia, Forlì, etc.) han sido interpretadas de forma diferente. Así pues, la Línea Sillaro ha sido definida como una falla de desgarre por BORTOLOTTI (en RICCI LUCCHI, 1.986); BOCALETTI et al. (1.982) la interpretan como un elemento de "megacorte" de un sistema activo al oeste del Mediterráneo durante la orogenia apenínica; sin embargo, DE JAGER (1.979), HAAF y VAN WAMEL (1.979) (en RICCI LUCCHI, 1.986), interpretan la Línea Sillaro como una rampa lateral de un cabalgamiento arqueado, que invade los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís apenínica.

El sector del Corredor del Guadiana Menor, sea cual fuere su génesis tectónica, de rampa lateral o falla de desgarre, se caracteriza por ser una zona subsidente, donde hay un gran acúmulo de sedimentos de carácter gravitacional, al tiempo que no hay láminas cabalgantes, que pertenezcan a los dominios anteriormente citados (Subbético y Prebético).

3.3.3.2.– Unidad Serravalliense superior–Tortonense inferior

Dentro de este ciclo se agrupan materiales de litologías diversas (margas blancas, calizas de algas, calcarenitas, etc.), distribución en afloramientos dispersos y en general muy tectonizados.

La presencia de fauna y flora resedimentada en estos depósitos y la existencia de afloramientos aislados, ha conducido a muchos autores (FOUCAULT, 1.971, GARCIA-ROSSELL, 1.972, etc.) a diferenciar distintas unidades dentro de todo el Mioceno; además, con la paradoja de que el tipo de sustrato sobre el que se asentarán estos afloramientos, ya fuera sobre Subbético o sobre Prebético, marcaría una paleogeografía diferente.

3.3.3.2.1.– Características tectónicas

En líneas generales se pueden identificar dos tipos de sustrato, sobre el que se asientan los sedimentos que pertenecen a esta unidad. Que el sustrato esté formado por materiales carbonatados pertenecientes al Prebético y Subbético (S^a de Cazorla, S^a del Segura y S^a Mágina). Que el sustrato lo formen materiales de la U. Tectónica – Gravitacional.

En el primer caso, estos materiales se encuentran asociados a estructuras sinclinales, anticlinoriales o bien están cobijados por unidades desplazadas y cabalgadas del Subbético y Prebético (Sierras de Mágina y Cazorla y Segura respectivamente). Desde el punto de vista sedimentológico hay que reseñar que las facies más características son calcarenitas y margas blancas en las que a veces se han observado estructuras de deformación sinsedimentaria (slumping, brechas intraformacionales, etc.), así como estratos que se han generado por procesos de deslizamiento (olistostromas en las inmediaciones de Nerpio).

En el segundo caso, las facies que predominan son margas blancas, calcarenitas, conglomerados y areniscas calcáreas. La mayor cantidad de afloramientos se sitúa en la Cuenca del Guadalquivir y en el Corredor del Guadiana Menor. Desde el punto de vista estructural estos sedimentos conforman diversas estructuras sinclinales y anticlinales que se pasan a describir.

- En la parte frontal del Subbético (N de S^a Magina), las estructuras tienen una orientación congruente con la dirección de la Cuenca del Guadalquivir, es decir N 70–80°E.
- En el Corredor del Guadiana Menor (G.M.) las estructuras son sumamente complejas, se observan estructuras plegadas paralelas y muy próximas a los grandes accidentes del G.M. (dirección N 140–160°); mientras que en los sectores comprendidos entre las grandes fracturas, la orientación de las estructuras es prácticamente ortogonal a las mismas (N 80–110°E).
- En la parte frontal del Prebético (Sierra de Cazorla) hay numerosas láminas cabalgantes de materiales mesozoicos, que cobijan al Mioceno medio.

Desde el punto de vista sedimentológico tanto las facies como las estructuras de ordenamiento interno observadas (*slumping*, brechas intraformacionales, estratos imbricados, etc.), denuncian que la sedimentación en la parte sur de la cuenca, durante algunos periodos de tiempo, se estaba produciendo en una plataforma de fondo móvil. En el borde norte de la cuenca la sedimentación aconteció sobre la cobertera tabular de la Meseta, como puede deducirse del perfil RG–87–05 (**figura 19**).

3.3.3.2.2.- Interpretación tectónica

Los procesos tectónicos que acontecen durante y después de esta época, han desvinculado y desarticulado la cuenca sedimentaria original, y la reconstrucción geodinámica y paleogeográfica resulta difícil de configurar. Sin embargo, los estudios, llevados a cabo por uno de nosotros en la Cuenca del Guadalquivir, permiten poner de manifiesto algunas consideraciones.

Durante esta edad la cuenca estaba configurada según los modelos propuestos de cuencas de antepaís (cf. en este texto). La interpretación de la estratigrafía sísmica indica, que tanto la morfología como la naturaleza de las reflexiones que muestra esta unidad, representaría una plataforma de tipo rampa homoclinal que se hunde al sur. El desplazamiento hacia el N de la U.T-G (**figura 19**) cubija parte de esta unidad, de modo que no se puede precisar la orientación del eje de cuenca ni el *foredeep* de la misma.

Los sedimentos situados en la parte sur de la cuenca se situaron sobre un fondo móvil, que progresivamente se fue desplazando hacia el norte. En efecto, el desplazamiento del basamento del borde sur de la cuenca y su progresión hacia el N, condicionó la compartimentación de la cuenca en cuencas satélites, por individualización de láminas cabalgantes. Estas cuencas satélites (*piggy-back*) regidas por un proceso de inestabilidad tectónica, presentan en su registro estratigráfico, abundantes estructuras de carácter gravitacional (slumping, brechas intraformacionales, estratos imbricados, etc.). Estos aspectos evidencian que los efectos tectónicos condicionaron fuertemente la sedimentación y además que los sedimentos situados próximos al frente de las láminas cabalgantes (*pinch-out*), quedaron implicados en la deformación. Es posible que muchos de los afloramientos que aparecen aislados entre unidades subbéticas y prebéticas correspondan a cuencas residuales de este estilo. Como ejemplos más significativos de este tipo de cuencas en el área de estudio se pueden citar: Corredor de Huelma, Castril, Nerpio, Puebla de Don Fadrique, Vélez Blanco (río Maiz), etc.

En el Corredor del Guadiana Menor los afloramientos están fuertemente tectonizados e implicados en la deformación. La ausencia de buenos afloramientos y la inexistencia de rasgos sedimentológicos, enmascarados por la deformación, impiden poder reconstruir la paleogeografía en este sector de cuenca. Como se ha mencionado para la U.T-G, el Corredor del G.M. es una banda tectónica por donde se canaliza la deformación, ante el avance diferencial de los edificios Prebético y Subbético. No hay buenos argumentos que permitan demostrar la conexión sedimentaria por este corredor, de las cuencas satélites con el *foredeep* de la cuenca de antepaís, pero la proximidad de los afloramientos así parece sugerirlo.

3.3.3.3.- Unidad Tortoniense superior

Prácticamente la totalidad de los sedimentos pertenecientes a esta edad, se sitúan: en la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir, en el Corredor del Guadiana Menor y en el Corredor del Almanzora.

En la Cuenca del Guadalquivir ROLDAN et al. (1.988) y ROLDAN (en prensa), indican que el desplazamiento del Manto Bético hacia el norte, formado por unidades estratigráficas de edades comprendidas entre el Langhiense superior y el Tortoniense inferior, inducido por el levantamiento de las Zonas Externas, produjo una invasión del mar Tortoniense sobre la Meseta Ibérica, en la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir.

SORIA (1.993) señala que el inicio de la sedimentación de esta unidad, en el Corredor del Guadiana Menor y en una parte de la Cuenca de Guadix-Baza, coincide con un evento tectono-eustático, que se pone de manifiesto por una deformación previa. También pone de manifiesto la existencia de una inestabilidad tectónica que produce movimientos sinsedimentarios, que generan cuñas sedimentarias con grandes variaciones de espesor.

sistemas deposicionales asociados a los bordes de cuenca en este corredor (deltas, arrecifes, abanicos aluviales, etc.), reflejan el comportamiento tectónico a que están sometidas las Zonas Internas durante esta edad.

3.3.3.3.2.- Interpretación tectónica

La secuencia deposicional que se originó durante esta época, está constituida por un conjunto de sistemas deposicionales, cuya disposición y la evolución de los mismos, estuvieron marcados por variaciones eustáticas y modificaciones tectónicas del borde meridional de la cuenca.

En el Guadalquivir las facies sobre el borde pasivo (Meseta Ibérica), litorales y de plataforma, estuvieron sujetas a fluctuaciones del nivel del mar. La secuencia en el *foredeep* puede variar su espesor en función de la migración del depocentro. Los datos de subsuelo revelan la existencia de cuerpos propagantes hacia el N, que están asociados a la parte frontal del Manto Bético.

En efecto, el Manto Bético evidencia una movilidad hacia el N durante la sedimentación, que produce un conjunto de escamas tectónicas. La individualización de estas escamas genera cuencas o subcuencas satélites (*piggy-back*), comprendidas entre las partes retrasadas y los frentes de las mismas. El desplazamiento del M.B. durante el Tortoniense superior, permite indicar que los eventos tectónicos transcurrieron de modo paulatino y de forma concomitante con la sedimentación.

No hay evidencias que permitan argumentar que los sedimentos de esta edad, en el Corredor del G.M., estuvieran asociados a cuencas satélite. Tampoco que la Cuenca del Guadalquivir estuviera conectada por este corredor con la Cuenca del Almanzora y ésta con el Mediterráneo, aunque así lo sugieren algunos autores (SORIA, 1.993 y GUERRA, 1.992) por citar los trabajos más recientes. Sin embargo, en esta

época el Atlántico y el Mediterráneo si tenían comunicación por la Cuenca del Guadalquivir, a través del Estrecho Nordbético por el N de la Sª de Cazorla.

A final de esta época, el progresivo desplazamiento del M.B. hacia el N, al que acompañó un nuevo levantamiento de las Zonas Externas e Internas, provocó una elevación de la cuenca con la consecuente retirada del mar. Este proceso acabó con el cierre definitivo del Estrecho Nordbético y la pérdida de comunicación entre los dominios Atlántico y Mediterráneo.

3.3.4.- Cuencas Continentales Interiores del Orógeno Bético

La retirada definitiva del mar a final del Tortoniense superior, inducida por el levantamiento de las Zonas Externas (Z. Externas e Internas), es un proceso que condicionó la compartimentación de la cuenca marina y la individualización de la misma, en cuencas continentales dentro del Orógeno Bético.

El resultado fue la aparición de un conjunto de cuencas independientes o parcialmente comunicadas, cuyos rellenos son exclusivamente continentales, donde los sedimentos son fluviales y lacustres exclusivamente. Cuencas de este tipo son las de: Granada, sector occidental del Corredor de la Alpujarra y Guadix-Baza.

3.3.4.1.- Unidad Turolense superior-Plioceno inferior

La individualización de la Cuenca de Guadix-Baza, como una cuenca continental, aconteció en el Tortoniense superior, Turolense (Zona MN12). Esta cuenca comunicó con otras limítrofes, a través de los corredores de Guadahortuna, Moreda y La Peza por el oeste y los de Orce, Velez Rubio y Almanzora por el este y sureste respectivamente.

De igual modo que el paso Tortonense a Messiniense aconteció en el Guadalquivir de modo paulatino (ROLDAN en prensa), a la altura del meridiano de Mengíbar (Jaén), el tránsito Tortonense superior a Turolense – Vientiense sucedió de igual manera en la Cuenca de Guadix–Baza. En efecto, en un sector al E de Dehesas de Guadix, entre la sedimentación marina y continental hay una paraconformidad, difícil de delimitar si no es por los cambios de color. Además, en los sedimentos continentales existen niveles detríticos con fragmentos de fauna probablemente marina (litoral ?), que no se sabe a ciencia cierta si pudieran estar en relación con cambios eustáticos que determinaran los últimos pulsos de la caída definitiva del nivel del mar.

Hacia el Plioceno inferior se produjo un importante cambio paleogeográfico, en el cual la cuenca se hizo prácticamente endorréica (VERA, 1.970). En los bordes se situaron amplios sistemas aluviales y en el centro áreas lacustres.

La primera de las etapas reseñadas registró una etapa de actividad tectónica sinsedimentaria, con deformaciones por fallas y pliegues suaves (Villanueva de las Torres y Presa del Negratín). En cambio la segunda, se depositó en francas condiciones de estabilidad tectónica, salvo movimientos locales debido a actividad neotectónica.

3.3.4.2.– Unidad Plioceno – Pleistoceno

En el Plioceno los sistemas aluviales procedentes del borde meridional de la cuenca (Sierra Nevada y Sierra de Baza), se desplazaron hacia el N, de modo que indujeron a los sistemas lacustres a migrar en el mismo sentido. Esto refleja el fuerte control que sobre la sedimentación ejercieron las Zonas Internas, que con toda probabilidad se encontraban en proceso de surrección.

Durante este tiempo continuó la acumulación de sedimentos en el interior de la cuenca, con una acreción vertical y una expansión lateral de los mismos hacia los

bordes. Este proceso condicionó que los sistemas fluviales necesitasen mayor energía para la distribución de los sedimentos, al tiempo que las áreas lacustres fueron más someras y progresivamente se desecaron.

Las oscilaciones climáticas del Pleistoceno incidieron directamente en el tipo de sedimentación que se produjo en la cuenca. Las extensas áreas lacustres instaladas en la época anterior, en ésta se retraen y pasaron a estar ocupadas parcialmente por sistemas fluviales. Simultáneamente se generaron otros lagos en posiciones diferentes y los sistemas de drenaje del borde sur de la cuenca avanzaron aceleradamente hacia el norte. Los procesos tectónicos no repercutieron de forma apreciable en la sedimentación, al contrario de lo que ocurrió con los procesos climáticos.

3.4.- DIVISION DE LIMITES ESTRUCTURALES

Uno de los trabajos que se ha planteado para abordar el estudio estructural, ha sido la identificación y representación de los límites estructurales. El objetivo básico de esta división fue, de una parte separar las diferentes zonas o dominios estructurales, abordados en el epígrafe anterior, y de otra intentar definir la tipología del desplazamiento tectónico.

Las herramientas básicas para llevar a cabo este estudio han sido dos. La primera consistió en el análisis e interpretación de los lineamientos obtenidos a partir de la imagen del satélite LANDSAT-5 (efectuado el 8 de Junio de 1.993 en la banda 4), a E.1:100.000 y cuyo mapa se presenta en el capítulo de ANEXOS. La segunda partió del mapa de síntesis estructural, en el cual se han agrupado varios dominios tectoestratigráficos con unos límites, en la mayoría de los casos, bien definidos.

Los criterios que se han seguido para la división de límites estructurales, han estado en relación: con bordes de cuenca o bordes de dominios paleogeográficos,

con frentes de cabalgamiento y con bandas de tectonización importantes. Todo ello ha permitido elaborar un esquema de síntesis tectónica, donde se señala el desplazamiento tectónico (**figura 21**), obtenido a partir de las estructuras de plegamiento, de las vergencias de los cabalgamientos y de los datos que ha suministrado la sismica de reflexión.

De acuerdo con lo especificado anteriormente se han separado los siguientes tipos de límites:

- Los de la cuenca de antepaís
- Entre el Prebético y el Subbético
- Entre el Subbético y las Zonas Internas
- Entre el Subbético y la Unidad Tectónico-Gravitacional
- Banda tectónica o Corredor del Guadiana Menor.

3.4.1.- Límites de la cuenca de antepaís

La Cuenca del Guadalquivir se comporta como una cuenca de antepaís, en la cual los bordes que la delimitan tienen un comportamiento diferente.

El borde norte es pasivo y las secuencias deposicionales se disponen mediante un límite de tipo *onlap*. Este límite se caracteriza porque las secuencias neógenas (Langhiense superior a Tortoniense superior) más modernas, se superponen a las más antiguas, al tiempo que solapan hacia el N el borde de la Meseta Ibérica (Paleozoico más Cobertera tabular mesozoica). Este aspecto se observa en la **figura 19**.

El borde oriental, constituido por la Sierra de Cazorla, se comporta como activo al menos después del Tortoniense superior, según se deduce de la tectónica en escamas de los relieves prebéticos que cobijan a los sedimentos tortonienses.



LEYENDA

- | | |
|---|--|
|  | Antepaís |
|  | Cuenca de antepaís (foreland basin) |
|  | Prebético (ZONAS EXTERNAS) |
|  | Subbético (ZONAS EXTERNAS) |
|  | Zonas internas |
|  | Unidades Tectono-gravitacionales y subcuencas móviles (piggy-back) |
|  | Cuencas de Guadix-Baza y del río Almanzora |
|  | Cabalgamientos |
|  | Estructuras de deformación. Anticlinales y sinclinales |
|  | Dirección y sentido del transporte tectónico |

Fig. 21 - LIMITES ESTRUCTURALES Y DESPLAZAMIENTO TECTONICO

El borde meridional de la cuenca es extremadamente complejo porque no hay un límite claro de separación entre lo que son las Zonas Externas y lo que es Cuenca del Guadalquivir. La razón estriba en que las unidades neógenas descritas anteriormente (U.T-G, U. Serravalliense superior-Tortonense inferior y Tortonense superior), una vez depositadas se han ido desplazando hacia el norte (Manto Bético) y se han visto envueltas en la deformación.

En suma, el borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir está delimitado por el frente del Manto Bético (ROLDAN, 1.988), el cual incluye unidades neógenas y elementos diversos, procedentes de unidades de las Zonas Externas.

3.4.2.- Límite entre Prebético y Subbético

La **figura 21** muestra con claridad que el Subbético se sitúa por encima del Prebético, mediante un conjunto de escamas cabalgantes. Estas escamas junto con las estructuras de deformación que llevan asociadas, permiten deducir un desplazamiento tectónico hacia el NO (sierras de Huescar, San Clemente, Taibilla, etc.).

El análisis y la interpretación de varios perfiles sísmicos que, precisamente, atraviesan el límite entre estos dominios, permiten hacer varias consideraciones al respecto.

En efecto, la correlación de los datos cartográficos con los interpretados a partir de la sísmica, permite demostrar la existencia de un frente de cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético. Este frente cabalgante está constituido a su vez por un conjunto de escamas tectónicas (sierras de la Sagra, de Duda, del Muerto, Bermeja, Montilla, etc.), desarticuladas e imbricadas y que aparecen envueltas entre materiales plásticos de diversas edades y litologías.

Un aspecto digno de mención es que las superficies que definen las escamas cabalgantes presentan una tendencia a la verticalización en superficie, mientras que son considerablemente tendidas en profundidad. Este hecho puede observarse en las figuras 10 y 15, en las cuales se muestra una suave inclinación hacia el sur, pese a que la escala vertical de los perfiles está exagerada.

3.4.3.- Límite entre Subbético y Zonas Internas

Son pocos los datos y en consecuencia los criterios que pueden utilizarse para argumentar cómo es el límite entre estos dos dominios, puesto que gran parte del mismo está cubierto por formaciones superficiales.

Sin embargo, si se han podido hacer algunas observaciones sobre la naturaleza de los elementos clásticos y su grado de tectonización. Dichas observaciones se han realizado en la rambla de Chirivel (Hoja de Vélez Blanco), cerca de la aldea de Cuevas de los Morenos, Corredor de Vélez Rubio. Los rasgos que han llamado más la atención son los siguientes:

- Presencia de bloques individualizados de areniscas rojas de probable edad Permo-Trías.
- Fragmentos de orden decamétrico de dolomías grisáceas de edad incierta.
- Bloques de tamaño variable de cuarcitas y conglomerados, embebidos en un conjunto de pizarras y/o lutitas de color gris-verdoso. La edad de estos materiales es Paleozoico (Silúrico-Carbonífero, según MAGNA de Vélez Blanco y Vélez Rubio, ITGE, 1.978).

- Láminas muy tectonizadas, distorsionadas y desarticuladas de margas y margocalizas blancas y asalmonadas, de probable edad Cretácico superior - Paleoceno.

Todos estos elementos muy entremezclados entre sí muestran frecuentemente estrías de fricción y acanaladuras, todo ello muy característico de una importante zona de fractura. No se puede asegurar, con los datos estructurales observados en este sector, la dirección y sentido del desplazamiento de la fractura, pero todo parece indicar que la vergencia es de componente NO. De acuerdo con la documentación consultada todos estos materiales se han incluido en el Complejo Maláquide.

De las observaciones antes apuntadas, caben hacer algunas reflexiones para abordar trabajos futuros; ¿no podrían pertenecer parte de estos elementos a una escama procedente del zócalo, fracturada y despegada?; ¿una parte de lo que está considerado Complejo Maláquide, no podría corresponder a una unidad tectono-estratigráfica formada por procesos tectónicos y gravitacionales?

En base a la información recabada puede indicarse que el desplazamiento que se deduce a partir de la morfología de las estructuras cartográficas, con las sierras de Orce y María es de componente ONO (**figura 21**). Esta componente pues, origina un cabalgamiento del Subbético hacia el O que produce a la vez vergencias N y S (sobre Zonas Internas), al estar comprendido en una banda de fractura de salto en dirección. Por su parte, las Zonas Internas en su desplazamiento hacia el ONO, parecen restregarse con el Subbético, sin que se sepa el sentido de la vergencia en el sector antes mencionado.

3.4.4.- Límites entre Subbético y la Unidad Tectónica-Gravitacional

Es difícil poder establecer el tipo o tipos de límites entre el Subbético y la U.T-G., habida cuenta que esta unidad se ha reconocido recientemente y los datos provienen básicamente del trabajo de síntesis cartográfica, por lo que en la mayoría de los casos son meramente interpretativos.

No obstante, de la información generada a partir de la realización del proyecto, se pueden hacer algunas consideraciones.

- La sísmica de reflexión pone de manifiesto que el frente Subbético en las sierras de Huescar, San Clemente y Puebla de Don Fadrique, está formado por unidades, en su mayor parte, jurásicas, muy limitadas en su extensión al estar desconectadas entre sí. Esto significa que puede tratarse de bloques o megabloques (olistolitos), embalados dentro de un conjunto plástico fuertemente tectonizado y en ocasiones parcialmente desarticulado y transportado mediante mecanismos gravitacionales (figuras 10 y 15).
- Las observaciones de superficie concuerdan con la interpretación de subsuelo. Así pues, en las hojas, a E.1:50.000, que son objeto de este proyecto se ha podido observar que hay bloques o láminas de materiales jurásicos embalados entre otros de edades diversas (Cretácico-Terciario), siendo las superficies de contacto de carácter tectónico y/o gravitacional. El tamaño de estos bloques puede superar fácilmente los 2-3 km.

Por otro lado, la información recabada de zonas adyacentes al proyecto, permiten hacer algunas observaciones.

- La U.T-G se encuentra en el área de estudio asociada al Subbético a través de varios pasillos o corredores. Estos corredores de norte a sur son los siguientes: Bélmez, Guadahortuna, Moreda-Bogarre y Diezma.
- El Subbético delimita todos los corredores y muestra evidencias de ser un conjunto cabalgante, con escamas tectónicas asociadas y con vergencias indistintamente al N o al S.
- En estos corredores generalmente hay, además de U.T-G, unidades pertenecientes al Mioceno medio y superior, en algunos casos fuertemente tectonizadas. Esto demuestra que estos corredores probablemente funcionaron para cada época como cuencas aisladas o semiaisladas controladas por la tectónica.

Como hipótesis para trabajos futuros y dentro de un marco regional, se puede sugerir que algunos de estos corredores tectónicos pudieron estar en relación con la fragmentación o compartimentación de la cuenca marina durante el Neógeno. De tal modo, que estos sectores corresponderían a cuencas satélites individualizadas entre láminas cabalgantes, procedentes de la desarticulación parcial de unidades subbéticas. La vergencia contraria de algunos cabalgamientos es compatible dentro de un contexto de acreción frontal de un orógeno (PLATT, 1.986).

3.4.5.- Corredor del Guadiana Menor

Este corredor delimita las zonas Prebética y Subbética mediante una banda tectónica que tiene 20 km de anchura y una dirección NO-SE. Dicha banda enlaza diferentes unidades neógenas entre la Cuenca del Guadalquivir y la Cuenca de Guadix-Baza.

El Corredor del Guadiana Menor se caracteriza por el alto grado de tectonización, puesto de manifiesto por la fuerte tasa de deformación de las unidades cartografiadas y la cantidad de fracturas que pueden reconocerse.

La identificación de algunas estructuras de deformación (fundamentalmente sinclinales) en la mitad septentrional del corredor (**figura 21**), y comprendidas entre grandes fracturas, permite sugerir que el transporte tectónico se realiza hacia el N. Al mismo tiempo, existen otras estructuras sinclinoriales cuyos ejes son paralelos a la dirección NO-SE de estas fracturas, y su génesis se interpreta que está asociada al movimiento de salto en dirección de dichas fallas (**figura 21**).

El análisis y la interpretación de la sísmica de reflexión efectuados en este sector (**figuras 18 y 19**), permite definir un conjunto de escamas cabalgantes imbricadas de vergencia OSO.

La correlación que puede establecerse entre los datos de superficie y subsuelo, permite interpretar que gran parte de las láminas cabalgantes deducidas, deben estar en relación con rampas laterales.

El accidente de Tíscar, que delimita el Prebético en su parte suroccidental, y que está asociado al Corredor del Guadiana Menor, FOUCAULT (1971) lo ha interpretado como un desgarre dextrorso, con un desplazamiento de 6 km, que limita el sistema de imbricaciones prebéticas. FRIZON et al. (1.991) interpretan este accidente como una falla de desgarre que transfiere una parte del desplazamiento lateral entre los cabalgamientos de techo y muro del edificio prebético.

4.- BIBLIOGRAFIA

4.- BIBLIOGRAFIA

Alvaro, M; Hernández, A.; Olmo, P. (1993). Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Torres (984). I.T.G.E.

Andrieux, J. Fontboté, J.M.; and Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. Bulletin de Société Géologique de France 7:115-118.

Bakker, H.E.; De Jong, K.; Helmers, H. and Biermann, C. (1989). The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (Southeast Spain): A model based on structural analysis and geothermobarometry. Journal of Metamorphic Geology 3. 359-381.

Balanya, J.C. y García Dueñas, V. (1986). Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar. Geogaceta, 1, pp. 19-21.

Banda, E.; Gallart, J.; García-Dueñas, V.; Dañobeita, J.J. and Makris, J. (1993). Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula. New evidence from the Betic Cordillera. Tectonophysics. 221. 53–66.

Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1974). Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. S.E.P.M. mem.19:129–160.

Bocaletti, M.; Gelati, R.; López-Garrido, A.G.; Papani, G.; Rodríguez-Fernández, J.; Sanz de Galdeano, C. (1987). Neogene–Quaternary dedimentary–tectonic evolution of the Betic Cordillera. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense, 23, pp. 179–200.

Bourgeois, J. (1978). Le transversale de Ronda. Données géologiques pour une modèle d'évolution á l'arc de Gibraltar. Tesis Doct. Univ. Besançon (Inédita).

Boillot, G. (1984). Geología de los márgenes continentales. Ed. Masson, Barcelona, 141 p. 141.

Bosellini, A. (1973). Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionale durante il Giurassico–Cretacico: sue possibili appliczioni agli Appennini. Acad. Nat. Lincei.

Braga, J.C. (1983). Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada. 382 pág.

Butler, R. (1982). The terminology of structures in thrust belt. Journal of Structural Geology. Vol. 4 nº 3. 239–245.

Cloetingh, P.A.; Van der Beeck, D.; Van Rees; Roep, B.; Biermann, C.; Stephenson, R.A. (1.992). Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran – Betic Region. Geo-Marine Letters. 12. 66–75.

Comas, M.C. (1.978). Sobre la Geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno Inferior. Tesis, Univ. Bilbao. 232 págs.

Cruz-Sanjulián, J. y García-Rossell, L. (1971). Características hidrogeológicas del sector del Jabalcón (Provincia de Granada). Bol. Geol. y Min. de España. T-83. pp.68–80.

Cruz-Sanjulián, J. (1.974). Estudio geológico del sector Cañete la Real–Teba–Osuna. Tesis Doct. Univ. Granada, 431 p.

Dahlstrom, C.D.A. (1.970). Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Canadian Petroleum Geology Bulletin, V. 18, Pag. 332–406.

D'Argenio, B. (1.974). Le Piattaforme Carbonatiche Periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico dell'area mediterranea. Mem. Soc. Geol. Ital. 13: 1–28.

De Jong, K. 1.991. Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam. 204 pp.

Dercourt, J.; Zonenshain, L.; Ricou, L.; Kazmin, V.; Le Pichon, X.; Knipper, A. (1985). Presentation de 9 cartes paleogeophiques au 1/200000 s'etendant de l'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias á L'actual. B.S.G.F., 1,5, 637–652.

Fallot, P. Sur la termination occidentale de la Sierra de Cazorla (Andalousie). C.R. Acad. Sci. Paris, 286, 89–91, 1.928.

Fallot, P (1928). Estudios geológicos en la zona Subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 719 pp., 1.945.

Fleming, P.B.; Jordan, T.E. (1.990). Stratigraphic modeling of foreland bassins: Interpreting thrust deformation and lithosphere reology. Geology. V–18. 430–434.

Flores, G. (1.955). Discusión. World Petrol. Congr. Proc. Hth. Rome. 12: 120–121.

Fontbote, J.M. (1.964). Itinerario geológico Granada–Jaén. Publ. del Lab. de Geología, Univ. Granada. 12 pag. Granada.

Foucault, A. (1.971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir. (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). These. Paris.

Frizon de Lamotte, D.; Andrieux, J. y Guezou, J.C. (1.991): Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético–rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. Bull. Soc. géol. France, 162–4, pp. 611–626.

García–Dueñas, V.; Banda, E.; Torne, M.; Córdoba, D. (1.994). A deep seismic reflection survey across the Betic chain (southern Spain): first results. Tectonophysics 232. 77–89.

García–Hernández, M.; Rivas, P. y Vera, J.A. (1979). El Lías infracarixiense en la Zona Subbética. Cuad. Geol. Univ. de Granada. 12, 367–374.

García-Hernández, M.; Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. XI Congreso Nac. Sed. Barcelona, Acta Geol. Hisp.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A.C. (1987). La plateforme prebetique au Jurasique: Evolution sedimentaire sur une marge distensive. 2th. Inter. Symp. Jurassic Stratig., Lisboa, Abstracts, p. 42.

García-Hernández, M.; Lupiani, E.; Vera, J.A. 1986-87b: La sedimentación liásica en el sector central del Subbético Medio: Una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. Acta Geol. Hisp., 21-22: 329-337.

García Rossell, L. (1972). Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén). Tesis Doct. Univ. de Granada. 550 p. (Inédita).

Gómez Pugnaire, M.T. (1992). El Paleozoico de las Cordilleras Béticas. Universidad de Extremadura. Conmemoración oficial del Quinto Centenario del Descubrimiento de América / Encuentro entre Dos Mundos. pp. 173-190.

Guerra, M. (1992). La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora. Tesis Doctoral. Univ. Granada.

Guezón, J.C.; Frizon, D.; Coulon, M.; Morel, J.L. (1991). Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. Annales tectonicae. Vol. V. nº 1. pp. 32-48.

Halam, A. (1984). Pre-quaternary sea-level. Ann. Rev. Eartha Planet. Sci, 12: 205-243.

Hoedemaeker, P.J. (1973). Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Province de Murcia; Spain). Scripta Geol. 19, Amsterdam.

Hermes, J.J. (1.985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). Estudios Geol. 41, 157–176.

Hossack, J.R., 1.979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London*, 136: 705–711.

I.T.G.E. Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000):

- 1973. Santiago de la Espada 22–36 (908)
- 1973. Villacarrillo 21–36 (907)
- 1977. Ubeda 20–36 (906)
- 1978. Nerpio 23–36 (909)
- 1978. Orce 23–38 (951)
- 1978. Puebla de Don Fadrique 23–37 (930)
- 1978. Velez Blanco 24–38 (952)
- 1978. Velez Rubio 24–39 (974)
- 1978. Chirivel 23–39 (973)
- 1978. Baza 22–40 (994)
- 1986. Moreda 20–40 (992)
- 1992. Torres 20–38 (948)
- 1992. Huelma 20–39 (970)

Lemoine, M. (1.982). Tectonique synsédimentaire mesozoïque dans les Alpes Occidentales: Naissance et évolution d'une marge continentale passive. Livre jubil. G. Lucas: *Geologie Sedimentaire*, Mem. Geol. Univ. Dijon, 7: 347–361.

Lemoine, M. (1.984). Le marge occidentale de la Téthys ligure. In: Les marges continentales actuelles et fossiles autor de la France, (B. Boillot, L. Montadert, M. Lemoine y B. Bi ju-Duval, Ed) Masson, Paris 157-248.

Lemoine, M. (1.985). Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. Bull. Soc. Geol. France (8), 1: 126-137.

López-Garrido, A.C. (1971). Geología de la Zona Prebética. Tesis Doctoral. Public. Univ. de Granada.

Maldonado, A.; Nelson, H. (1.988). Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. Rev. Soc. Geol. España, 1 (3-4).

Maldonado, A. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1.983): Modelos de sedimentación turbidítica antiguos y modernos: La Formación Cerrajón (Cretácico inferior, Cordilleras Béticas) y los abanicos submarinos del Mediterráneo noroccidental. Cuader. Geol. Ibérica, 8: 499-525.

Marcucci, M.; Passerini, P. y Principi, G. (1.987): The age of Apenninic and Alpine ophiolites and the Atlantic ocean opening. 2 th. Inter. Simp. Jurassic Stratig., Lisboa, Abstracts, p. 80.

Martínez del Olmo, W.; Leret, G. y Megias, A.C. (1.982). El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior en la Zona Prebética. Cuader. Geol. Ibérica 8: 597-614.

Mitchum, R.M.; Vail, P.R. y Thompson, S. (1.977). The Depositional Sequence as a basic unit for stratigraphic. AAPG Memoire 26, p. 53-62.

Molina, J.M.; Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1.986). Capas de tormentas (tempestitas) en el Jurásico del Subbético externo (Cordilleras Béticas). Acta Geologica Hispanica (en prensa).

Olivet, J.L.; Bonnin, J.; Bouzart, P. y Auzeende, J.M. (1.982). Cinématique des plaques et paléogéographie: une review. Bol. Soc. Geol. France (7), 24, 875-892.

Olivet, J.L.; Bonnin, J.; Bouzart, P. y Auzeende, J.M. (1.984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. Repport Soc. C.N.E.X.O. Brest.

Perconig, E. (1.960-1.962). Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). In livre á la mémoire du Prof. P. Fallot. mem. h-série, S.G.F. t.1 p. 229-256.

Pitman III, W.C. y Golovhchenko, X. (1.983). The effect of sealevel changes on the shelfedge and slope passive margins. In: The shelfbreak: critical interface on Continental margins (D.J. Stanley y G.T. Moore, Ed.), S.E.P.M., sp. pub. 33: 41-58.

Platt, J.P. (1.986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of highpressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 97. 1037-1053.

Platt, J.P. and Vissers, R.L.M. (1.989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. Geology 17. 540-543.

Platzman, E.S. (1.992). Paleomagnetic rotations and kinematics of the Gibraltar Arc. Geology, 20, pp. 311-314.

Portero, J.M. y Alvaro M. (1.984). La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. I Congreso Español de Geología. T-III, pg. 241-252.

Quesada, C. (1.992). Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y Paleozoico). Universidad de Extremadura. Conmemoración oficial del Quinto Centenario del Descubrimiento de América / Encuentro entre Dos Mundos. pp. 173-190.

Reading, M.G. (1.981). Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications. 569 p

Ricci Lucchi, F. (1.986). The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 8.105-139.

Roep, T.B. (1980). Condensed Cretaceous limestones in a section near Xiquena, Betic of Malaga SE Spain. I. General description and comparison with other areas in SE Spain. Pros. Kon. Ned. Akad. Wet., 93,2, 183-200.

Roldán, F.J. y García Cortés, A. (1.988). Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). II Congreso Geológico de España. VOL. 1 pág. 189-192.

Roldán, F.J. y Rodríguez Fernández, J. (1.991). Un ejemplo de cuenca piggyback asociada a la evolución neógena del frente de las Zonas Externas Béticas. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Vic.

Ruiz-Ortiz, P.A. 1980. Analysis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. Doct. Thesis, Univ. of Granada. Granada Nº 270.

Ruiz-Ortiz, P.A.(1983). A carbonate submarine fan in a fault controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, S Spain. Sedimentology, 30, 33-48.

Ruiz-ortiz, P.A. (1987). Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, S Spain. Ed. Springer.

Sanz de Galdeano, C. 1.990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocenc to the present. Tectonophysics 172; 107-119.

Soria Mingorance, J.M. (1.993). La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central). Univ. de Granada.

Spakman, W. (1.990). Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. Terra Nova 2. 542-553.

Staub, R. (1926b). Gedarker zun Taktonik Spaniens. Vierterjahrset d. Naturf. ges. Zurich. 71, 196-261.

Staub, R. (1.934). Der deckenbau Südspaniens in dem Betischen Cordilleren. Viert. naturf. Gs. Zurich, H; Bd. LXXIX, p. 271-332. Zürich.

Vegas, R. y Banda, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. Eart Evolution Sciences 4. 320-343.

Vera, J.A. (1.970). Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza. Bol. Geol. Min., LXXXI-V, pp. 429-462.

Vera, J.A. (1981). Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras Cordilleras Alpinas durante el Mesozoico. Mem. R. Acad. Esp. Cien., 129-160.

Vera, J.A.; Ruiz-Ortiz, P.A.; García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1987). Paleokarst and related sediments in the Jurassic of Subbetic Zone. S Spain. Spring-Verla, New York, 364-384.

Viguié, C. (1974). Le Néogène de L'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse Bourdeaux.

Winterer, E.L. y Bosellini, A. (1981). Subsidence and sedimentation on Jurassic Passive Continental margin, Southern Alps, Italy. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 65: 394-421.

Zoetemeijer, R.; Desegaulx, P.; Cloetingh, S.; Roure, F. and Moretti, I. (1990). Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. Journal of Geophysical Research, 95. 2701-2711.