



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
ESCALA 1:50.000**

**INFORME COMPLEMENTARIO
TECTONICA**

**HOJA N° 562 (22-22)
SACEDON**

Autores: A. Díaz de Neira

Mayo 1991



MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO

ÍNDICE

1. INTRODUCCION
2. TECTONICA REGIONAL
 - 2.1. Niveles estructurales
 - 2.2. Estilo Tectónico
3. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA
 - 3.1. Sierra de Altomira
 - 3.2. Fosa del Tajo
 - 3.3. Depresión Intermedia
 - 3.3.1. Anticlinal de Córcoles
 - 3.3.2. Sinclinal de Buendía
 - 3.3.3. Sinclinorio de Villalba del Rey
4. CRONOLOGIA DE LA DEFORMACION
 - 4.1. Etapa sedimentaria
 - 4.2. Período tectogenético
5. BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUCCION

La Hoja de Sacedón se encuentra situada en el borde occidental del dominio celtibérico, estando atravesada de N a S por la Sierra de Altomira, que separa la Depresión Intermedia, al E, de la Fosa del Tajo, al O (Fig. 1).

En general, la calidad de los afloramientos es buena, permitiendo la observación del estilo tectónico de las diversas unidades, así como sus relaciones mutuas. Igualmente, existen dataciones, tanto en el ámbito de la Hoja, como en sectores próximos, como para establecer las relaciones entre tectónica y sedimentación.

De entre los trabajos previos de interés tectónico, merece la pena hacer mención de los de MELENDEZ (1.969) y CAPOTE et al. (1.970) en los que se señalan las principales discordancias y los aspectos de la deformación más notables en la zona. Entre los estudios más recientes, destacan los de PORTERO (1.988) e ITGE (1.988), si bien en este último se abordan aspectos regionales y las principales observaciones se centran en sectores algo alejados de la Hoja. Por último, resulta de gran interés para la interpretación del subsuelo en la región, la recopilación de QUEROL (1.989) en la que se recogen datos de diversas líneas sísmicas, alguna de las cuales atraviesa la Hoja en sentido E-O.

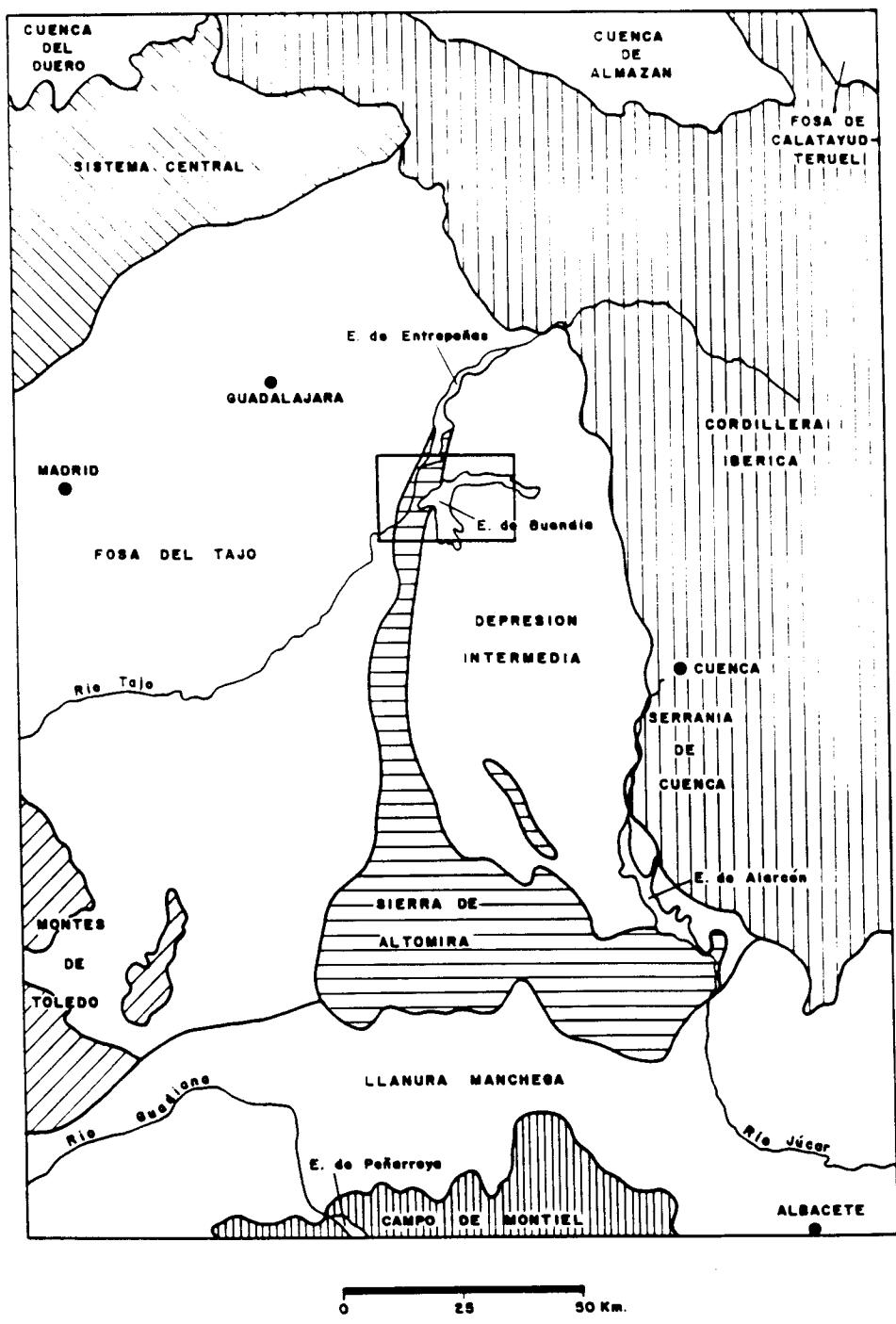


FIG.- 1 ESQUEMA DE SITUACION DE LA HOJA DE SACEDON (562)

2. TECTONICA REGIONAL

2.1. NIVELES ESTRUCTURALES

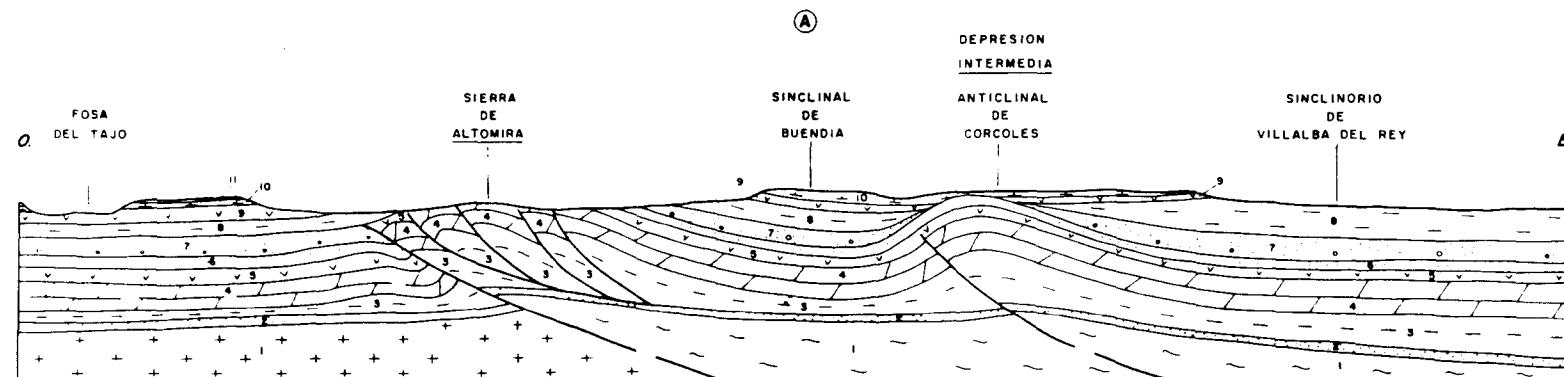
La zonación tectónica de los materiales, tanto aflorantes, como del sustrato de la Hoja, es común a la reconocida en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica. De acuerdo con ella, se constata la existencia de una serie de niveles estructurales, fundamentales para comprender el estilo tectónico regional.

Trabajos previos han puesto de manifiesto la existencia de un zócalo rígido, de edad paleozoica, limitado por fallas tardihercínicas, no implicado en la estructuración alpina. Sin embargo, diversos afloramientos del dominio celtibérico sugieren que los materiales paleozoicos sí están intensamente afectados por la deformación alpina, mostrando pliegues tumbados y cabalgamientos, generados inequívocamente durante el ciclo alpino. En el ámbito de la Hoja no es posible precisar el papel jugado por el zócalo paleozoico, ya que la deficiente información sísmica en las grandes zonas anticlinales no lo permite (QUEROL, 1.989); no obstante, la geometría de éstas invita a pensar que en dichas zonas el zócalo debe encontrarse elevado, posiblemente en relación con cabalgamientos muy profundos (Fig. 2).

Sobre el zócalo se dispone un tegumento, solidario con él, integrado por los materiales detríticos de la facies Buntsandstein y los carbonatados de la facies Muschelkalk. Sobre este conjunto se encuentran los materiales salino-arcillosos de la facies Keuper, cuya naturaleza plástica hace que constituyan un magnífico nivel de despegue, facilitando el desplazamiento de la cobertura suprayacente, respecto del tegumento.

La cobertura está integrada fundamentalmente por un conjunto carbonatado-margoso de edad mesozoica, que culmina con un tramo arcilloso-yesífero, correspondiente a la Fm. Villalba de la Sierra, potencial nivel de despegue secundario. Adosada a él y en continuidad estructural, la Unidad Paleógena inferior se puede considerar como una unidad preTECTÓNICA respecto a la tectogénesis alpina principal, desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno inferior.

FIG - 2. (A) ESTILO ESTRUCTURAL DE LA HOJA DE SACEDON (B) RELACION ENTRE NIVELES ESTRUCTURALES, FASES DE DEFORMACION Y UNIDADES



ESCALA 1:100 000

(B)

NIVELES ESTRUCTURALES	EDAD	FASES DE DEFORMACION			UNIDADES	UNIDAD CARTO HOJA SACED
		INTENSIDAD	DENOMINACION	CARACTER		
11 SERIE POSTTECTONICA	NEOCENO	ATICA	DIS		CICLO PARAMO	30-31
10	MIOCENO				TERCER CICLO	26-29
9					SEGUNDO CICLO	20-25
8 SERIES PRE, SIN O * POSTTECTONICAS	INF MED SUP				PRIMER CICLO	15-19
7					U PALEOGENO-NEOGENA	11-14
6 SERIE PRETECTONICA	OLIGOCENO	ESTAIRICA (NEOCASTELLANA)	COMPRESSION		U PALEOGENA INFERIOR	9-10
5 N. DESPEGUE SECUNDARIO	EOCENO	SAVICA (CASTELLANA)			FM VILLALBA DE LA SIERRA	8
	PALEOCENO	PIRENAICA			FM SIERRA DE UTIEL	6-7
		LARAMICA			FM ALARCON	5
4 COBERTERA	CRETACICO				FM CIUDAD ENCANTADA	4
		AUSTERICA			FM ALATOC, VILLA DE VES	3
	JURASICO	NEOKIMERICA			Y CASAMEDINA	
					FM UTRILLAS	2
3 NIVEL DE DESPEGUE	TRIASICO				FM CORTES DE TAJUNA	1
2 TEGUMENTO					FM TIMON	—
1 ZOCALO	PALEOZOICO				F KEUPER	—
					F MUSCHELKALK	—
					F BUNTSANDSTEIN	—
					ROCAS GRANITICAS Y METAMORFICAS	—

* SEGUN QUE SE HAGA REFERENCIA A LAS FASES CASTELLANA O NEOCASTELLANA

□□□ SIN REGISTRO POR EROSION O NO DEPOSICION

— UNIDADES NO AFLORANTES EN LA HOJA DE SACEDON

A lo largo de este período se reconocen 2 etapas de deformación principales, por lo que el carácter pre, sin o postectónico de las unidades oligomiocenas, (Unidad Paleógeno-Neógena y Primer ciclo de la Unidad Neógena, varía de acuerdo con la fase tectónica a la que se haga referencia. En cualquier caso, los ciclos Segundo, Tercero y del Páramo, integrantes de la Unidad Neógena, corresponden claramente a series postectónicas respecto a las etapas de deformación principales, si bien existen claras evidencias de que la actividad tectónica, de forma más localizada, se ha prolongado hasta nuestros días.

2.2. ESTILO TECTONICO

La evolución de la zona, tanto estratigráfica como tectónica, está fuertemente condicionada por la fracturación generada durante la etapa tardihercínica. Como consecuencia de ésta, se genera un conjunto de accidentes de notable importancia, destacando los de orientación N-S, aunque hacia el E, fuera ya de la Hoja, se orientan según una directriz NO-SE.

Las fracturas generadas condicionaron en gran medida la paleogeografía durante el mesozoico y, con ella, la naturaleza y espesor de su serie sedimentaria, provocando un aumento de ésta hacia el E; ambos factores, naturaleza y espesor, resultaron fundamentales en cuanto a la resolución de los esfuerzos desarrollados en las etapas de deformación posteriores.

Desde finales del Cretácico, el régimen distensivo observado con anterioridad, se ve sustituido por un régimen compresivo, prolongado a lo largo del Paleógeno y parte del Mioceno, durante el cual la deformación se llevó a cabo fundamentalmente mediante pliegues y cabalgamientos, vergentes hacia el O. En algunos casos, los cabalgamientos, que afectan al conjunto de la cobertura, presentan desplazamientos notables (incluso de orden kilométrico), tal como parece ocurrir en el frente de la Sierra de Altomira. Algunos de estos cabalgamientos aprovechan fallas preexistentes, siendo favorecidos también por la presencia de la facies Keuper como nivel de despegue (Fig. 2).

En superficie, la tectónica de pliegues y cabalgamientos se refleja en una serie de alineaciones anticlinales de direcciones N-S vergentes hacia el O,

constituidas por materiales mesozoicos y paleógenos; en general son apretados, debido al reducido espesor de la cubierta, al menos en relación con las potencias observadas en la Serranía de Cuenca. Los perfiles sísmicos realizados en la zona (QUEROL, 1.989) sugieren que los pliegues se generan por encima de la superficie de despegue triásica (Fig. 2).

La resolución de las líneas sísmicas no permite interpretar lo que ocurre por debajo de la citada superficie en las grandes estructuras anticlinales, aunque tal como se ha señalado anteriormente, diversos afloramientos del dominio ibérico parecen señalar que en mayor o menor grado, el basamento debe estar implicado en dichas estructuras. La naturaleza rígida de éste invita a pensar que de ser cierta esta hipótesis, la fracturación es el mecanismo de deformación que le afecta fundamentalmente, siendo mínimo o nulo su plegamiento.

Cuando la deformación sobrepasa un cierto punto, la cubierta rompe por el flanco occidental de los anticlinales, desarrollándose en primera instancia fallas inversas, que evolucionan a cabalgamientos al progresar la actividad tectónica.

De acuerdo con ésto, los flancos occidentales de los pliegues muestran buzamientos fuertes e incluso inversiones; la presencia en ellos de cabalgamientos da lugar tanto a repeticiones de la serie estratigráfica, como a la desaparición en superficie de algunos de sus términos. Esta disposición contrasta notablemente con la de los flancos orientales, que muestran una disposición sencilla, de carácter monoclinal; en ellos, suele encontrarse la serie completa y en los casos en los que esto no ocurre, se debe al carácter discordante de algunas unidades y no a causas tectónicas. Entre las estructuras anticlinales se localizan áreas sinclinoriales, llenas por materiales neógenos, que las confieren aspectos laxos y sencillos.

En cuanto a la historia más reciente, considerada a partir del Mioceno medio-superior, la región ibérica es afectada por un nuevo régimen distensivo, en el cual se generan diversas cuencas interiores. En el sector en cuestión, este período se refleja mediante la creación de zonas especialmente

subsidentes y basculamientos, si bien conviene recordar que existen evidencias de eventos compresivos, al menos en los entornos de la Sierra de Altomira.

3. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

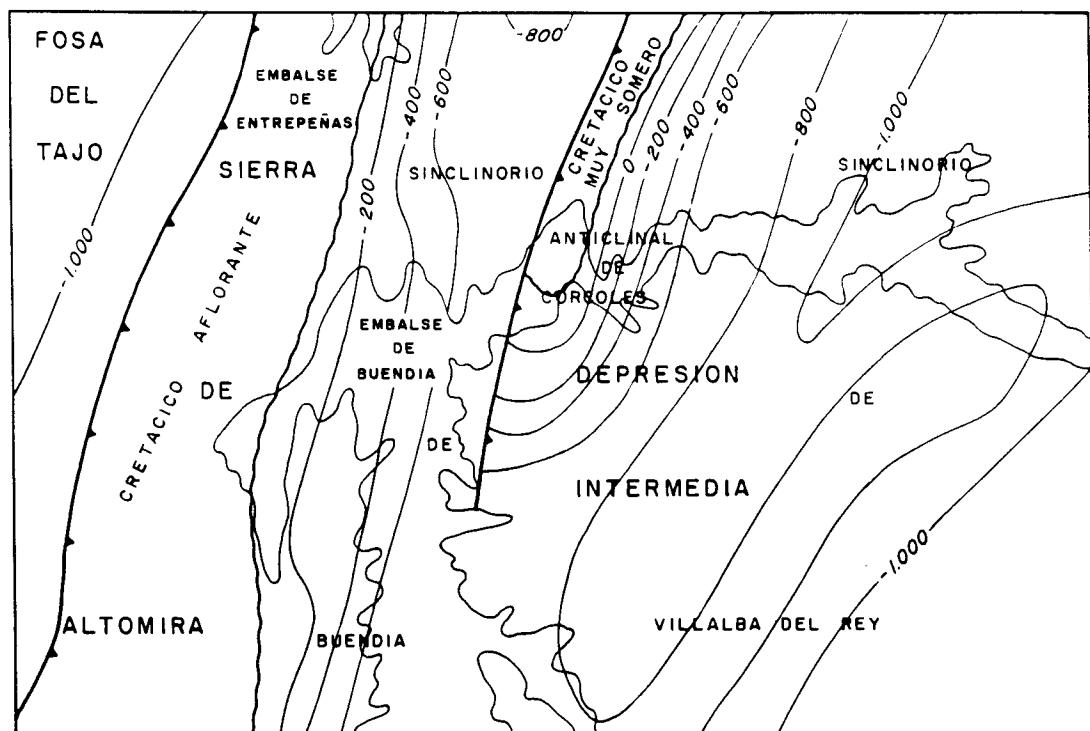
Dentro del marco de la Hoja se observan, a grandes rasgos, 3 grandes dominios, de entidad regional, en los que los materiales aflorantes muestran una diferente respuesta a la deformación, como consecuencia de su pertenencia a niveles estructurales distintos. Los 3 grandes dominios aludidos son: Sierra de Altomira, Fosa del Tajo y Depresión Intermedia. Dentro de ésta, en el contexto de la Hoja, pueden diferenciarse 3 subdominios, denominados en el presente trabajo: Anticlinal de Córcoles, Sinclinal de Buendía y Sinclinorio de Villalba del Rey (Figs. 2 y 3).

3.1. SIERRA DE ALTOMIRA

Constituye el frente occidental de la Cordillera Ibérica, mostrando una estructura de pliegues y cabalgamientos muy complejos, con vergencias hacia el O y ejes de dirección N-S, que al norte de Anguix se curvan ligeramente hacia el E, adquiriendo una orientación NNE-SSO. En conjunto sufre una inmersión hacia el N, acentuada en Durón (Hoja de Auñón, 537), donde la sierra llega a sumergirse bajo los sedimentos miocenos. Los mejores puntos de observación del estilo estructural de esta unidad se localizan en los sectores de las cerradas de Entrepeñas, Buendía y Bolarque, así como en los entornos de la ermita de San Antón.

Las cerradas de Entrepeñas y Buendía muestran la forma de los pliegues del sector oriental de la Sierra. Estos poseen un carácter netamente asimétrico, con vergencias occidentales; así, los flancos orientales presentan buzamientos hacia el E próximos a 40°, mientras que los flancos occidentales se verticalizan, llegando a romper; los saltos de las fallas generadas varían notablemente, desde valores mínimos, hasta casos en los que la Fm. Cortes de Tajuña se apoya sobre materiales senonienses.

En la mitad occidental los pliegues se aprietan, con lo que las rupturas resultan más frecuentes que en el sector oriental, observándose en algunos casos la superposición de diversos anticlinales fallados. En el sector de Anguix la estructura parece complicarse aún más, posiblemente como



—200— Isolíneas respecto al nivel del mar

**FIG.- 3. ISOBATAS DE LA BASE DE LA FORMACION UTRILLAS
(DE QUEROL, 1.989)**

consecuencia del cambio de orientación de las estructuras.

En el borde occidental, los niveles calcáreos turonienses y senonienses cabalgan en todos los casos visibles sobre los yesos de la Fm. Villalba de la Sierra (Facies Garumniense), que a su vez cabalgan sobre la Unidad Paleógeno-Neógena, tal como parece interpretarse de la disposición de ambas en el sector de Sayatón-Almonacid de Zorita. Posiblemente, este cabalgamiento desaparezca en forma de cabalgamiento ciego, en el seno de los niveles inferiores de la Unidad Neógena.

3.2. FOSA DEL TAJO

La estructura recién descrita en el área de Sayatón-Almonacid de Zorita es el único indicio que se tiene de la estructura de los materiales mesozoico-terciarios de la Fosa del Tajo en este sector. De acuerdo con ella, los depósitos correspondientes al Mesozoico, Paleógeno y Mioceno inferior se encuentran cabalgados por el dominio de la Sierra de Altomira. Los materiales aflorantes sobre la estructura anterior en la Fosa muestran un carácter subhorizontal que denota escasa actividad tectónica en este sector durante el Mioceno medio-superior.

Sin embargo, las discontinuidades encontradas en las series sedimentarias existentes, prueban que durante dicho período, la región aún sufrió ciertas deformaciones; así, por ejemplo, los niveles detriticos de la unidad (24), parecen estar ligados a una reactivación del relieve de Altomira, por otra parte, los pliegues mostrados por las calizas de la unidad (31), correspondientes al Ciclo del Páramo, en contacto con la Sierra de Altomira, dentro de la Hoja de Auñón (537), así como el basculamiento mostrado por dichas calizas desde el borde de la Cordillera Ibérica hasta la Fosa del Tajo, reflejan de forma inequívoca que la deformación en la Fosa del Tajo se ha prolongado hasta el Cuaternario. Esta afirmación está apoyada por la intensa neotectónica que muestran algunas terrazas del río Tajo, así como por el registro de fenómenos sísmicos históricos al O de Altomira, alguno de los cuales tiene su epicentro dentro de los límites de la Hoja.

3.3. DEPRESION INTERMEDIA

Corresponde a un área sinclinal situada entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, en la que afloran sedimentos paleógenos, moderada o fuertemente deformados, y neógenos, escasamente deformados. En el ámbito de la Hoja se encuentra atravesada por el Anticinal de Córcoles, que separa los aquí denominados Sinclinal de Buendía (O) y Sinclinorio de Villalba del Rey (E).

3.3.1. Anticinal de Córcoles

Forma parte de una estructura de orientación norteada, cuya longitud sobrepasa notablemente los límites de la Hoja, extendiéndose desde Carrascosa del Campo (S) hasta La Puerta (N). En el marco de la Hoja se dispone paralelo a la Sierra de Altomira, con orientación submeridiana al sur del Embalse de Buendía y NNE-SSO al norte del mismo. Está constituido por materiales paleógenos, correspondientes a las unidades Paleógena inferior y Paleógeno-Neógena.

Presenta buenos puntos de observación a ambos lados del embalse, mostrando claras vergencias occidentales. Hacia el S en las proximidades del Cerro de Mercadijas, se sumerge bajo materiales del Primer ciclo de la Unidad Neógena mientras que al N queda fosilizado por depósitos del tercer ciclo de dicha unidad.

En el sector septentrional, datos de sondeos (ENUSA, 1.984) reflejan que esta estructura se encuentra afectada por un conjunto de fracturas transversales que dan lugar a un rosario de bloques hundidos y elevados. Dicha fracturación es simultánea con el depósito de los materiales margoso-calizos del tercer ciclo de la Unidad Neógena, siendo la responsable de la notable subsidencia diferencial observada entre Córcoles y La Puerta (Hoja de Auñón, 537).

La Unidad Paleógena inferior muestra en el flanco occidental buzamientos que aumentan progresivamente hacia el N, desde valores próximos a 20º hasta 70º e incluso superiores, mientras que en el flanco oriental quedan

comprendidos entre 10º y 25º. Pese a la acusada vergencia que muestra hacia el O, no se observan fallas inversas que le afecten, aunque se constata su existencia en profundidad (Fig. 3) afectando a la serie mesozoica. La tendencia al aumento de la deformación en el flanco occidental hacia el N, queda confirmada en las observaciones realizadas en la vecina Hoja de Auñón y, más concretamente, en Pareja y La Puerta, donde sí se observa la existencia de fallas inversas.

3.3.2. Sinclinal de Buendía

Se dispone entre la Sierra de Altomira y el Anticlinal de Córcoles, presentando idénticas directrices que ambos. Su mitad meridional aparece cubierta por el Embalse de Buendía, donde parece estar muy atenuado.

Presenta un acusado carácter asimétrico, con su eje desplazado hacia el E, próximo al flanco occidental del Anticlinal de Córcoles; esta asimetría resulta evidente al observar los valores de los buzamientos de la serie paleógena a ambos lados del sinclinal.

En su ámbito afloran materiales correspondientes a los 3 primeros ciclos de la Unidad Neógena, que hacia el E se colocan en onlap sobre el Anticlinal de Córcoles, dispuesto a modo de umbral, durante los ciclos inferiores de dicha Unidad.

3.3.3. Sinclinorio de Villalba del Rey

Se localiza al E del Anticlinal de Córcoles, quedando ocupado por materiales de la Unidad Neógena, que en todos los casos muestran una disposición subhorizontal. Datos sísmicos de profundidad muestran que entre el citado anticlinal y la Serranía de Cuenca se extiende un amplio sinclinorio configurado por la cobertura mesozoica (QUEROL, 1.989). Sin embargo, más en detalle, algunos sondeos (ENUSA, 1.984) demuestran que las unidades paleógenas están suavemente replegadas (LOPEZ y TORRES en prensa), si bien dichos pliegues aparecen fosilizados por la Unidad Neógena.

La disposición subhorizontal de ésta invita a pensar en la inactividad tectónica de la región a lo largo del Neógeno. Sin embargo, las discontinuidades observadas en la serie estratigráfica señalan diversos episodios de progradación-retracción de los depósitos aluviales, condicionada, al menos en parte, por la actividad de los bordes de la depresión.

4. CRONOLOGIA DE LA DEFORMACION

La configuración estructural de la región está íntimamente ligada al ciclo alpino. No obstante, conviene recordar que éste, a su vez, fue condicionado de forma directa por la estructuración tardihercínica, en la que se generaron sistemas de fallas dentro de un ambiente de desgarre, adquiriendo progresivamente un funcionamiento como bloques verticales. Las principales fracturas generadas durante el período tardihercínico tienen orientación submeridiana en la zona en cuestión, y NO-SE, en la Serranía de Cuenca.

Por lo que respecta al Ciclo Alpino, muestra 2 etapas claramente diferenciadas: sedimentaria, acaecida durante el Mesozoico, y tectogenética, desarrollada a lo largo del Terciario. La primera está ligada a un régimen distensivo y la segunda, a otro fundamentalmente de compresión.

4.1. ETAPA SEDIMENTARIA

A principios del Mesozoico, el ámbito de la Cordillera Ibérica quedó sometido a un régimen distensivo que la configuró como un área sedimentaria. Los accidentes tardihercínicos delimitaron diversos bloques que pasaron a actuar como surcos y umbrales, pudiendo invertir su tendencia con el tiempo. Así, la región quedó sometida a un régimen aulacogénico durante Triásico y Jurásico, ligado al margen pasivo bético-balear, pasándose a una etapa de rifting y subsidencia durante el Cretácico, en relación con el desarrollo del margen pirenaico-cantábrico (ITGE, 1.988).

A lo largo del Triásico inferior y medio tiene lugar una tectónica de bloques ligada a procesos de subsidencia por rifting, mientras que durante el Triásico superior se produce el paso a una etapa de transición caracterizada por subsidencia térmica. A comienzos del Jurásico se instala en la región una extensa plataforma carbonatada, generalizándose los procesos de subsidencia, realizada básicamente por flexión y contracción térmica.

El régimen geotectónico sufre modificaciones durante el Jurásico superior y Cretácico inferior, con motivo de la rotación de la Península Ibérica.

A lo largo de este período se produce una actividad tectónica importante, caracterizada por una acusada distensión, con juego de bloques en la vertical y, posiblemente, desplazamientos laterales. Tradicionalmente, los movimientos aludidos son conocidos como Neokiméricos y Austricos (Fig. 2).

Con motivo de los Movimientos Neokiméricos (Portlandiense-Barremiense), la cobertura tiende a adoptar una disposición monocinal hacia el E, con lo que la tradicional Facies Weald se apoya sobre términos progresivamente más modernos hacia el E. Sin embargo, en la zona de estudio este hecho no es constatable al haber sido borrado cualquier indicio de él durante los Movimientos Austricos. A lo largo de éstos se produce un proceso similar, cuyo resultado es una espectacular discordancia en la base de la Fm. Utrillas (Fig. 4), que se apoya sobre la Fm. Cortes de Tajuña en Altomira, sobre materiales triásicos e incluso paleozoicos al O de dicha Sierra y, por último, sobre depósitos del Dogger y Cretácico inferior en la Serranía de Cuenca.

Con el Cretácico superior vuelve a observarse una nueva etapa de subsidencia controlada por contracción térmica. A finales de este período se produce un cambio en el régimen geodinámico regional, cuya importancia resulta decisiva en la evolución posterior de la región, apareciendo las primeras evidencias de compresión.

4.2. PERIODO TECTOGENETICO

La configuración estructural de la Cordillera Ibérica tuvo lugar a lo largo del Terciario, estando muy condicionada por su situación entre 2 áreas móviles: las Cordilleras Béticas y los Pirineos. Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio, la región sufrió procesos de compresión de diversas orientaciones, hasta alcanzar su disposición actual. Regionalmente, el Mioceno superior se caracteriza por un nuevo régimen distensivo, responsable directo de la creación de diversas cuencas interiores, pero que en la zona en cuestión apenas enmascara los efectos de la compresión.

La compresión regional insinuada a finales del Cretácico progresó lentamente a lo largo del Paleoceno, alcanzando un primer máximo en el Eoceno

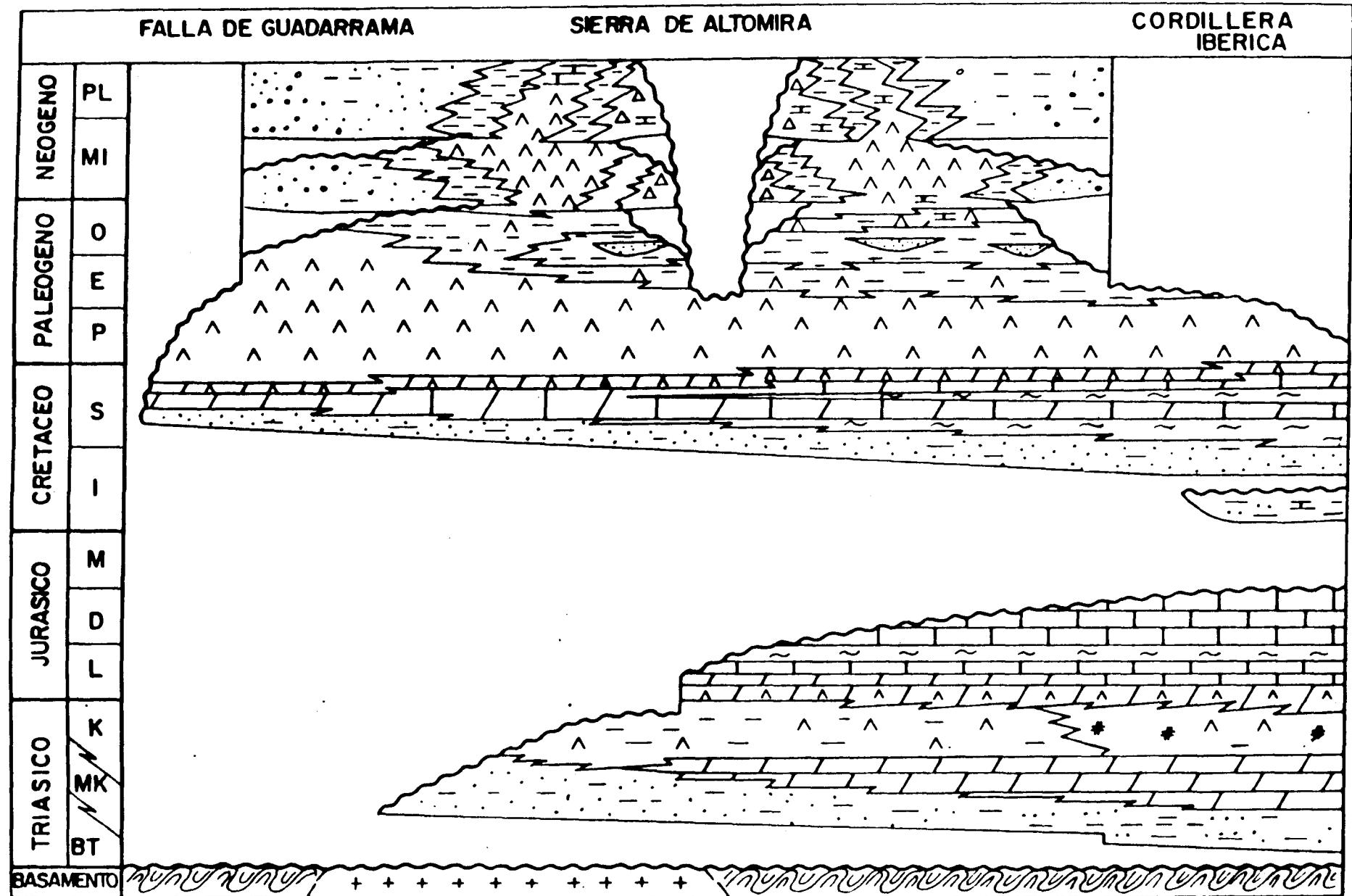


Fig. 4. Principales discontinuidades y litofacies del Dominio Ibérico Occidental y borde Meridional del Sistema Central (De Racero, 1989).

con motivo de la denominada Fase Pirenaica. Con ella se produce una tendencia al levantamiento, reflejada por la entrada en la cuenca de depósitos aluviales correspondientes a la Unidad Paleógena inferior, progradantes sobre los materiales arcilloso-evaporíticos de la Fm. Villalba de la Sierra.

Tras un período de relativa tranquilidad, el Oligoceno superior señala el momento álgido dentro del régimen compresivo, coincidiendo con la tradicionalmente conocida como Fase Castellana (Fig. 2). Si bien el concepto de fase debe ser entendido como un período de actividad tectónica regional, en este caso, la Fase Castellana parece tener un carácter "instantáneo" de acuerdo con las dataciones existentes, sobre y bajo la discordancia generada por ella. Así, el yacimiento de Pareja, localizado a techo de la Unidad Paleógena inferior, se sitúa en la biozona T de DAAMS et al. (1.983), al igual que el de Carrascosa I, situado en la base de la Unidad Paleógena-Neógena, lo que permite enmarcar esta fase de forma inequívoca en el Arverniense inferior.

La Fase Castellana debió caracterizarse, no sólo por su brevedad, sino también por su violencia, a juzgar por el cambio paleogeográfico que confiere a la región. En ésta, parece responder a una compresión NE-SO, que hacia la zona en cuestión se torna E-O, siendo su efecto más llamativo la elevación de la Sierra de Altomira, que permite la individualización de la Fosa del Tajo de la Depresión Intermedia. El plegamiento acompañante de este período condiciona igualmente la creación del Anticlinal de Córcoles, que constituyó un elemento paleogeográfico destacado durante el Oligoceno superior-Mioceno medio.

A principios del Mioceno inferior sobreviene una nueva etapa de máxima intensidad, coincidente con la Fase Neocastellana, con la que se produce la elevación definitiva de la Sierra de Altomira y el Anticlinal de Córcoles. Los pliegues generados durante el Oligoceno acentúan sus vergencias occidentales, produciéndose en algunos casos fallas inversas y cabalgamientos, entre los que cabe destacar el de la Sierra de Altomira sobre la Fosa del Tajo. En este caso la deformación, si bien con menos intensidad, se mantuvo durante un cierto período de tiempo, que comprendería el resto del Ageniense, como indica el carácter sintectónico de los materiales de dicha edad en Pareja (Hoja de Auñón, 537).

Precisamente, estos materiales, que coinciden con el Primer ciclo de la Unidad Neógena son los únicos que muestran un claro carácter sintectónico, dentro de la serie estratigráfica de la región.

Ya en el Aragoniense inferior, sobreviene un nuevo período de inestabilidad, como se deduce de la invasión terrígena que sufre la cuenca, correspondiente a la base del segundo ciclo de la Unidad Neógena. Esta reactivación sedimentaria va acompañada de una suave discordancia angular observable en diversos puntos de la Hoja de Auñón (Chillarón del Rey, Viana de Mondéjar, ...).

Durante el Aragoniense medio, un evento distensivo provoca la fragmentación en bloques del Anticlinal de Córcoles, según fallas normales transversales a él. Este evento, que da paso al tercer ciclo de la Unidad Neógena, se manifiesta en diversos puntos por la irrupción de materiales detríticos procedentes de los relieves circundantes.

Un episodio posterior, reflejado igualmente por la irrupción de depósitos detríticos en la cuenca, sobreviene en el Vallesiense, dando paso al denominado ciclo del Páramo. Si bien en el ámbito de la Hoja no se han reconocido depósitos posteriores a dicho ciclo, excepción hecha de los correspondientes al Cuaternario, sí puede señalarse con certeza la existencia de deformaciones posteriores, manifestadas de forma muy localizada estando las más destacadas, en relación con las fases Iberomanchegas I y II.

Como botones de muestra de la actividad tectónica reciente pueden señalarse: el plegamiento observado en las "calizas del Páramo" adosadas a la Sierra de Altomira, en la Hoja de Auñón (537); el basculamiento de carácter regional que muestran dichas calizas hacia el SO; los pliegues y fracturas que muestran algunas terrazas medias-bajas del río Tajo y, por último, los epicentros con carácter histórico localizados en las proximidades de la Sierra de Altomira. Todos estos fenómenos, asimilables a procesos neotectónicos se detallan en el informe complementario correspondiente (Neotectónica).

5.

BIBLIOGRAFIA

- **CAPOTE, R. y CARRO, S. (1.970).** Contribución al conocimiento de la región del NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). Est. Geol., 26: 1-15.
- **DAAMS, R. y VAN DER MEULEN (1.983).** Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of Micromammal succession in the upper Oligocene and Miocene of Northern Central Spain. Int. Col. CCMNS, Montpellier.
- **ENUSA (1.984).** Exploración de Urano en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental): Estratigrafía, Tectónica, Análisis de Cuenca, Evolución de ambientes sedimentarios, Bioestratigrafía, Hidrogeoquímica, otros estudios: 395 pp. (Inédito).
- **ITGE (PORTERO, J.M. et al., 1.988).** Mapa geológico de España a E. 1:200.000, Cuenca-Guadalajara (Inédito).
- **LOPEZ, M. y TORRES, T. (en prensa).** La microfauna de los sondeos de ENUSA en la Depresión Intermedia (provincias de Cuenca y Guadalajara).
- **MELENDEZ HEVIA, F. (1.969).** Estratigrafía y estructura del sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 67: 145-160.
- **PORTERO, G. (1.988).** Síntesis geológica e interpretación estructural mediante cortes compensados basados en geología del subsuelo del sector occidental de la Cadena Ibérica (Serranía de Cuenca-Sierra de Altomira) (Inédito).
- **RACERO, A. (1.988).** Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NO de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de datos del Subsuelo. II Congreso Geológico de España, Granada.