

INFORME TECTONICO DE LAS HOJAS

Nº 538, 539, 564, 587 y 610

DEL MAPA GEOLOGICO NACIONAL A

ESCALA 1:50.000 (MAGNA)

Por. Mariano Alvaro López (C.G.S.)

Madrid, 1986

I N D I C E

	<u>Pag.-</u>
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
2.- <u>MARCO TECTONICO REGIONAL</u>	3
3.- <u>DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA</u>	5
3.1.- Zonación tectónica y dominios estructurales	5
3.2.- Estructura del zócalo hercínico	7
3.3.1.- <u>Dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro-Tragacete</u>	9
3.3.2.- <u>Dominio de los pliegues encofrados y los cabalgamientos</u>	12
3.3.3.- <u>Dominio de las zonas tabulares poco plegadas del borde occidental de la Cordillera</u>	16
3.3.4.- <u>Dominio de la Depresión de Mariana</u>	19
3.3.5.- <u>La Depresión Intermedia</u>	20
3.4.- Microestructuras	21
4.- <u>EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA REGION Y CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES</u>	24
4.1.- El Ciclo Hercínico	24
4.2.- La evolución durante el Mesozoico	25
4.2.1.- <u>El Periodo Aulacógenico (Triásico y Jurásico)</u>	26
4.2.2.- <u>La distensión cretácica</u>	27
4.3.- La estructuración alpina	29
4.3.1.- <u>La Compresión</u>	29
4.3.2.- <u>La Distensión</u>	31
5.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	33

Las primeras referencias a la estructura de la región se deben a RIOS et al (1.944) y a RIBA y RIOS (1.960-62). Posteriormente MELENDEZ, F. (1.971) realiza su Tesis doctoral en las hojas 564, 587 y parte de las hojas 539 y 610, estableciendo los rasgos básicos de su estratigrafía y tectónica. Sus resultados cartográficos se plasman posteriormente en los mapas geológicos a escala 1:50.000 de las hojas 539, 564, 587 y 610 publicadas por el IGME. Finalmente VIALLARD (1.973) incluye en la extensa región estudiada en su Tesis a las hojas de Cuenca y Las Majadas.

2.- MARCO TECTONICO REGIONAL

El bloque constituido por las hojas n°s 538, 539, 564, 587 y 610 se encuentra situado estructuralmente en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica fué clasificada por JULIVERT et al. (1.974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta las características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo, y la actividad magmática si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cordillera Ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO et al., 1.978), desarrollada por distensión desde el Triás hasta finales del Jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un graben complejo dispuesto transversalmente al margen bético-balear. Esta disposición estaba preconfigurada en cierto modo por la existencia de una trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO-SE y NE-SO.

Durante el Triásico inferior y medio el aulacógeno celtibérico es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas tardihercénicas que se rellena con sedimentos clásticos y se colmata con depósitos carbonatados de la facies Muschelkalk.

El Triás superior corresponde a la etapa de transición de un mecanismo de subsidencia por rifting a otro de subsidencia térmica que se mantendrá hasta finales del Jurásico con sedimentación carbonatada.

El Cretácico inferior corresponde a un nuevo periodo de rifting en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokiméricos y áustricos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El Cretácico superior es una época que corresponde al periodo de subsidencia térmica subsiguiente, reinstaurándose de nuevo la sedimentación carbonatada

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, la Cordillera Ibérica fué deformada por los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles pirenaica y bética. La deformación es polifásica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertura. Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión de dirección NO-SE, NE-SO y ENE-OSO a NO-SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues, cabalgamientos y microestructuras propias, principalmente juntas estitolíticas, grietas de calcita y microdesgarres.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida nuevamente a una tectónica extensional, con reactivación de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas. Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas internas, siendo observable localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

3.- DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

3.1.- Zonación tectónica y dominios estructurales

La estructura de la región estudiada, como la del conjunto de la Cordillera Ibérica está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la orientación de las fases que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica de los materiales del bloque de hojas es la común en todo el ámbito de la Cordillera: un zócalo paleozoico compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas,⁴ un tegumento constituido por el Buntsandstein y/o el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo, con el que se comporta de manera solidaria, y un nivel de despegue regional constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertura, permitiendo que ésta deslice independientemente durante la estructuración. Su comportamiento plástico ha condicionado notablemente el estilo estructural migrando hacia las zonas anticlinales mientras queda laminado en las charnelas sinclinales y flancos de los pliegues.

Una peculiaridad de algunas zonas del bloque (anticlinorio de Cueva del Hierro) es la ausencia de materiales de la facies Buntsandstein formando parte del tegumento, y de un nivel plástico en el Muschelkalk medio. Ello condiciona del comportamiento totalmente tegumentario del Muschelkalk, que en otros lugares de la Cordillera se caracteriza por una tectónica intracutánea.

La cobertera mesozoica es un conjunto esencialmente calcodolomítico de unos 1.000 metros de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión, y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Algunos niveles de la serie estratigráfica, especialmente las margas toarcianas

y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente desarmonías en el conjunto de la cobertura. Los materiales paleógenos van asociados a la cobertura mesozoica y aparecen plegadas con ella.

Los materiales postorogénicos rellenan y colmatan depresiones creadas durante el plegamiento o en las fases de distensión que tuvieron lugar posteriormente.

La estructuración alpina es la que imprime su carácter a la Cordillera Ibérica. Tuvo lugar durante el Terciario, afectando al zócalo, cuyas fracturas son reactivadas, y a la cobertura. La posición de la Ibérica entre dos zonas móviles, los Pirineos y la Cordillera Bética, ha condicionado su historia estructural, habiendo sufrido varias fases de compresión según direcciones diferentes.

Los primeros movimientos compresivos se dejan sentir ya desde finales del Cretácico, originando deformaciones de gran radio controlados por los accidentes de zócalo que conducen a la elevación general de la Cadena con respecto a sus márgenes de la Meseta y el Macizo del Ebro. Comienza una etapa de erosión y desmantelamiento con deposición de series continentales en las áreas deprimidas adyacentes y en cuencas intermontañosas. La primera fase de acortamiento con generación de estructuras tuvo lugar posiblemente en el Eoceno, en relación con las fases béticas puesto que sus estructuras son transversales al aulacógeno. La fase principal de plegamiento que origina las estructuras propiamente "ibéricas" que confieren su personalidad a la Cordillera, tiene lugar a finales del Paleógeno, posiblemente en relación con la deformación en los Pirineos. Los últimos acontecimientos compresivos tuvieron lugar durante el Mioceno inferior-medio, de nuevo en relación con el área bética. Durante el Neógeno superior y el Cuaternario las fases de distensión enmarcan sedimentación en fosas y depresiones.

Las relaciones entre la zonación tectónica vertical (pisos estructurales), la trama de los accidentes del zócalo, y la secuencia de fases compresivas y distensivas condicionan conjuntamente la compartmentación del territorio del bloque estudiado en varios dominios

estructurales caracterizados por asociaciones de estructuras compresivas y distensivas que les confieren su carácter individual. Se han diferenciado los siguientes dominios: (figura 1).

Cordillera Ibérica:

- Dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro - Tragacete
- Dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos.
- Dominio de las zonas tabulares o poco plegadas del borde occidental de la Cordillera.
- Dominio de la depresión de Mariana.

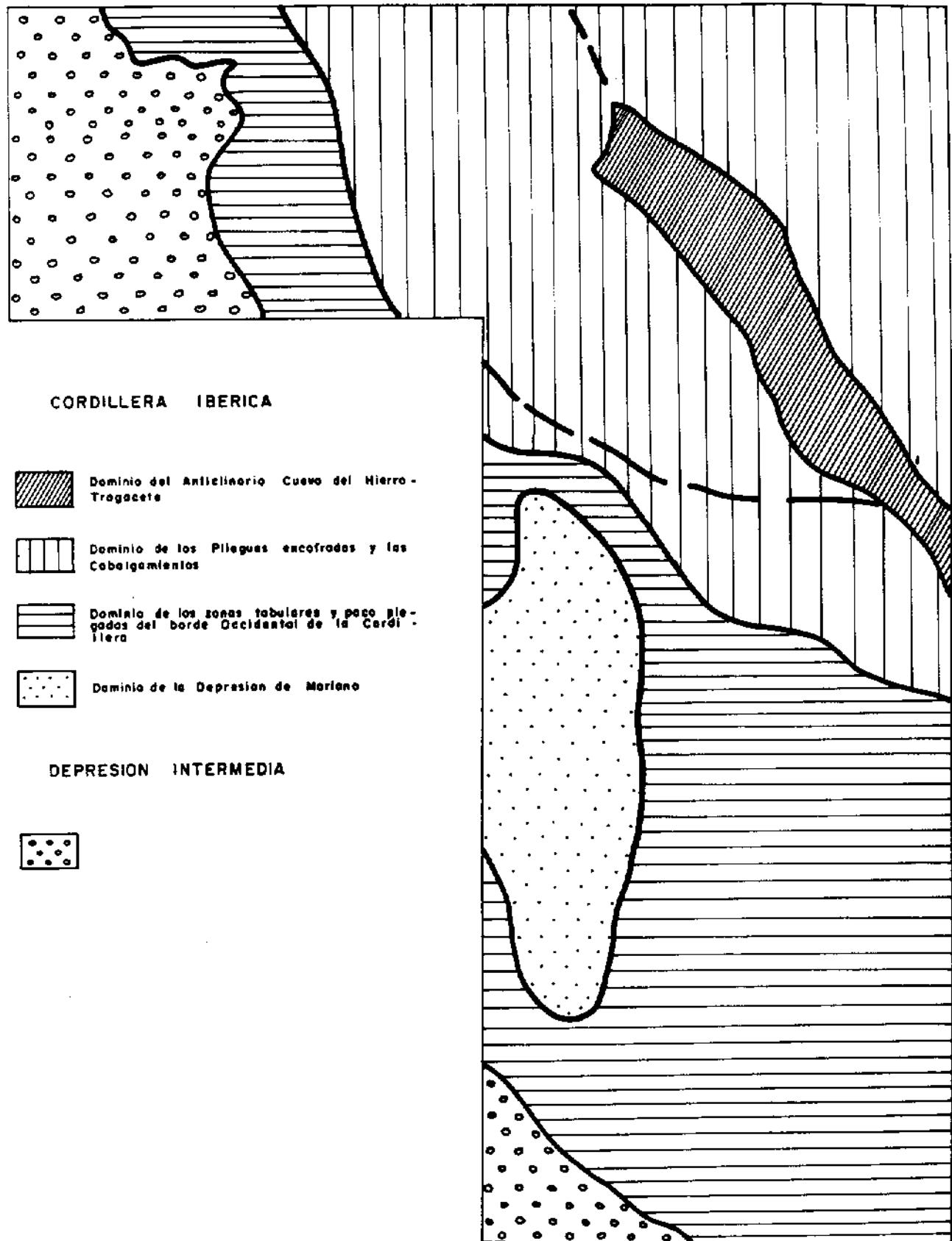
Depresión intermedia

3.2.- Estructura del zócalo hercínico

Los materiales paleozoicos afloran en la hoja de Peralejos de las Truchas, constituyendo un pequeño anticlinorio de materiales ordovícicos. Las características estratigráficas y tectónicas de este afloramiento permiten considerarle como pertenecientes a la Zona Astur-occidental Leonesa del Macizo Hespérico (JULIVERT et al 1974).

El Paleozoico de Cueva del Hierro está formado por cuarcitas y pizarras. Estos materiales tienen una estructura sencilla consistente en una serie de pliegues regulares de dirección NNO-SSE y vergencia ENE. Localmente hay un cabalgamiento paralelo a los ejes de los pliegues con la misma vergencia.

En la "Cuarcita Armoricana" los pliegues son isopacos de clase 1B. En las alternancias los pliegues son de clase 1C y clase 2, con engrosamiento de las charnelas y estiramiento de los flancos, que a veces son transpuestos por la esquistosidad. En los niveles inferiores son isoclinales. Las pizarras tienen pliegues de tipo similar. La orientación de los micorpliegues varía entre 165° y 180° con fuerte inmersión (30°-55° hacia el Sur). Son frecuentes los ejes curvos.



Hay una esquistosidad de plano axial generalizada que adquiere disposición en abanico en los pliegues. La esquistosidad es de flujo en las pizarras llegando a obliterar a la estratificación, y de fractura en las cuarcitas, en las que sufre refracción.

Da lugar a una lineación de intersección con la estratificación, formando un ángulo de unos 30°. La esquistosidad tiene una orientación media de 150, buzando 50° a 75° hacia el SO. Localmente hay venillas de cuarzo y de cuarzo y feldespato que cortan a la esquistosidad.

No se han encontrado estructuras atribuibles claramente a una segunda fase de plegamiento hercínico. Sin embargo la divergencia entre las direcciones de las lineaciones de intersección y los pliegues curvos sugieren la existencia de un cizallamiento regional. También se ha encontrado alguna falla inversa de vergencia hacia el Este. Estos fenómenos pueden estar relacionados con la etapa de cabalgamientos que sigue a la fase principal de plegamiento hercínico en otros afloramientos de la Cordillera Ibérica y en el conjunto de la Zona Astur-occidental Leonesa.

La estructura de plegamiento está afectada por un conjunto de fallas transversales de dirección NE-SO a E-O con movimiento vertical y de desgarre, que dividen al afloramiento paleozoico en varios paneles y no cortan a los materiales mesozoicos. Se consideran pues como fallas tardihercínicas.

Las fallas tardihercínicas constituyen un elemento estructural importante en la Cordillera Ibérica, puesto que al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la ubicación y geometría de las cuencas, y durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial. Cada falla de zócalo ha tenido una evolución compleja, funcionando como falla normal durante la distensión y reactivándose como inversa a desgarre en las etapas compresivas. Las fallas y lineamientos del zócalo que se han identificado en el bloque de hojas estudiado se presentan en la figura 2. Se han determinado en base a los pliegues de fondo, las líneas paleogeográficas del Mesozoico y la distribución de estilos estructurales de la cobertura. La precisión en su ubicación depende

de los criterios que se han podido aplicar para determinar cada accidente, puesto que cuando no se deducen directamente de afloramientos del zócalo su posición real puede haber variado con respecto a su manifestación en la cobertura.

Los accidentes detectados en este región tienen una orientación general NO-SE, paralela a la Cordillera. Son la Falla del Tajo y la Falla de Cañete, que se prolongan hacia el SO en la hoja 1:200.000 de Teruel, la Falla de Escabas, ligeramente oblicua con rumbo ONO-ESE, y la Falla de Ocantejo-Aramallones, ya detectada por CAPOTE et al. (1.982) en el sector septentrional de este bloque.

3.3.- Estructura de los materiales mesozoicos y terciarios

En este apartado se describe la estructura que presentan los materiales mesozoicos y terciarios en cada uno de los dominios establecidos en la zonación tectónica.

3.3.1.- Dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro-Tragacete

Este dominio está situado en el sector NE del bloque, en las hojas 539, Peralejos de las Truchas, y 564, Fuertescusa.

Corresponde a una franja de dirección NO-SE, de unos 5 a 6 kilómetros de anchura, relacionado con el accidente de zócalo de la Falla del Tajo. Tanto de Este como al Oeste limita con el dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos (figuras 1 y 3).

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza porque aflora el núcleo paleozoico, la ausencia de la Facies Buntsandstein al menos en superficie, numerosos afloramientos de la Facies Keuper, y el predominio de los materiales jurásicos.

En la transversal de Beteta-Valtablado situada al Norte del macizo paleozoico, predominan los materiales del Lias con disposición tabular o suavemente plegada con dirección NO-SE, afectada por numerosas

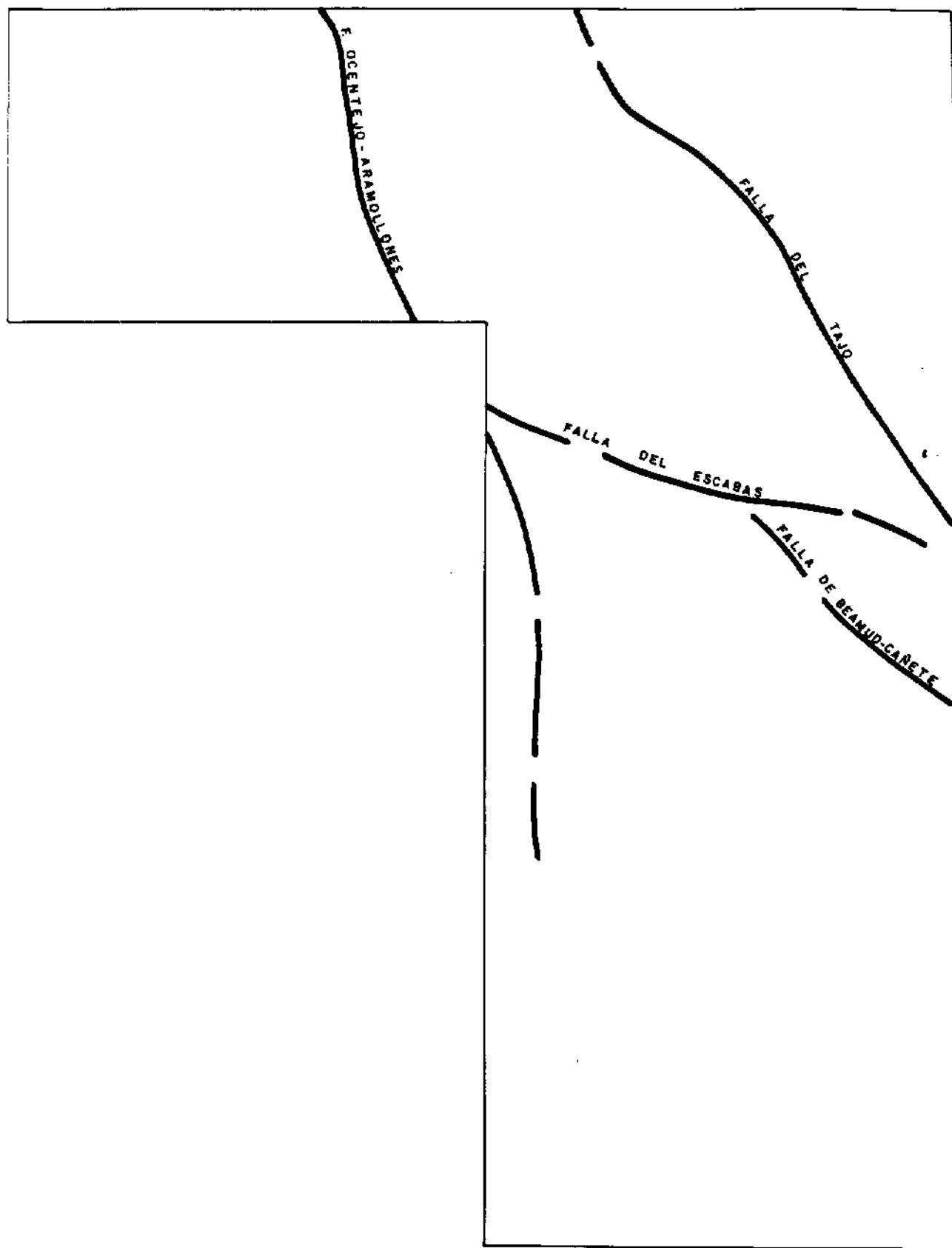


FIGURA 2.- FALLAS y LINEAMIENTOS DE ZOCALO

fallas más rectilíneas subparalelas a las estructuras de plegamiento. Existen varias depresiones topográficas (Arroyo de Las Fuentes, Valtablado, Norte de Carrascal) en las que se alojan materiales del Lias Medio-Dogger y del Cretácico inferior. En algunos casos el contacto con el Lias inferior se realiza claramente mediante una falla normal de rumbo NO-SE, constituyendo fosas, y semifosas. En otros casos las relaciones son difíciles de establecer y se discutirán posteriormente. hacia el SO aparece el afloramiento de Keuper de Beteta-Valtablado, interpretado como diapiro por MELENDEZ (1.973), aunque este carácter no sea patente a nuestro juicio, que cabalga sobre el Cretácico del dominio de pliegues encofrados. Hacia el Norte este dominio cierra "periclinalmente" amortiguándose la complicación estructural que se limita a una estrecha banda asociada a la falla de Valsalobre, prolongación en relevo de la falla de La Cañada.

En este dominio hay una serie de estructuras como las "fosas" de Valtablado, Arroyo de Las Fuentes, Carrascal, Collado de Valdeles monjes, el afloramiento cretácico del Cerrillo de la Hoya Lajón, rodeado de Keuper, el afloramiento de la facies Utrillas situado al Norte de Masegosa y las fallas y cabalgamientos de la zona de Masegosa-Lagunaseca, que aisladamente son interpretables desde un punto de vista de tectónica tangencial importante, con repeticiones y duplicaciones de la serie estratigráfica. Esto es muy evidente, por ejemplo, en la "fosa" de Arroyo de Las Fuentes, donde la traza de los contactos anormales invoca la presencia de una ventana tectónica. Lo mismo sucede con los cerrillos cretácicos del NO de Beteta. En la transversal del Arroyo de La Hoz o Rio Chico, al ENE de Santa María del Val hay un afloramiento de Lias limitado por cabalgamientos de vergencia opuesta que evoca una geometría de klippe. La dificultad esencial para admitir una interpretación de este tipo, no conocida en la Cordillera Ibérica salvo excepciones locales poco estudiadas (cabalgamiento de Tierzo-Teroleja, por ejemplo) es la dificultad de enraizar estas estructuras. Por ello se ha optado por una interpretación clásica aunque ninguna de las dos explique satisfactoriamente los hechos observados.

Si se considera una transversal de este dominio a través del núcleo paleozoico de Cueva del Hierro de Oeste a Este se encuentra primero la falla de La Cañada, que eleva el bloque occidental. Posiblemente fué una falla inversa hacia el Este, bastante vertical, reactivada como normal en la distensión. Sobre el Paleozoico hay materiales del Triásico y el Lias que tienen un comportamiento tegumentario debido a la escasa potencia de la facies Keuper. Hacia el Oeste, hasta la falla de Beteta, hay una zona que muestra gran complicación estructural. Consiste en pliegues de rumbo NNO-SSE, a veces con inflexiones hasta NNE-SSO que afectan a materiales del Lias y del Cretácico. Hay un conjunto de fallas que líneas generales son paralelas o ligeramente oblicuas a los pliegues, a los que pueden llegar a cortar, y que tienen una disposición anastomosada.

Más hacia el SE, ya en la hoja de Fuertescusa, no hay afloramientos paleozoicos o del tegumento, aunque la presencia de Keuper sigue siendo uno de sus elementos característicos (afloramientos de La Cueva y de Tragacete).

MELENDEZ, F. (1.971) atribuyó al Keuper de La Cueva un carácter diapírico, pues llega a estar en contacto con los materiales cretácicos de la facies Utrillas. Si bien es cierto que los contactos del Keuper aparecen generalmente mecanizados, el carácter diapírico contrasta con el escaso espesor y la ausencia de evaporitas que presenta en el sector donde aflora el Paleozoico, unos 10 Kms hacia el NO. Soluciones alternativas a un funcionamiento diapírico importante del Keuper durante la tectogénesis alpina es considerar cierta actividad extrusiva durante la distensión del Cretácico inferior, o que la facies Utrillas llegara a disponerse sobre el Keuper por erosión del Jurásico por efecto de las deformaciones neokimérica y aústrica, pues todo este dominio funcionó como una zona elevada durante el Cretácico inferior.

La estructura interna del dominio se caracteriza por pliegues y fallas de rumbo NO-SE. Las fallas son paralelas o ligeramente oblicuas a los pliegues, a los que pueden llegar a cortar, siendo característica su disposición anastomosada. Algunos se muestran claramente como cabalgas.

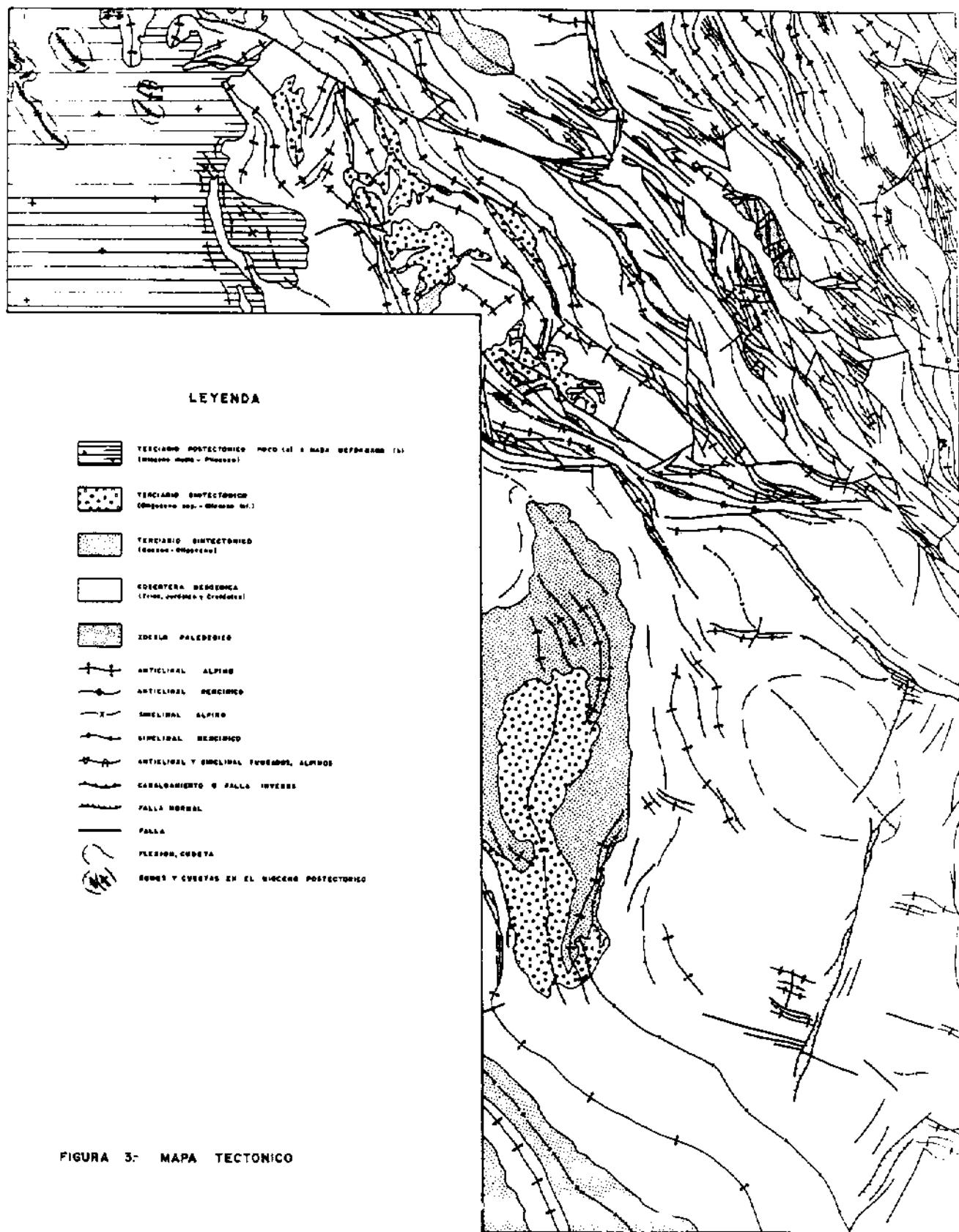


FIGURA 3- MAPA TECTONICO

mientos o fallas inversas, con vergencia hacia el SO, mientras que otras muestran una geometría de fallas normales o de fallas inversas de vergencia opuesta.

Al margen de los interrogantes planteados por la importancia de la componente tangencial en algunas estructuras de este dominio, anteriormente expuestas, el conjunto de sus características estructurales sugiere que corresponde a una banda controlada por la existencia de un accidente de zócalo importante, la Falla del Tajo, que funcionó como normal originando un alto paleogeográfico en el Triás y el Cretácico inferior.

Durante la tectogénesis alpina esta banda se comportó tomo una zona de cizallamiento con una importante componente lateral de desgarre, cuando la dirección de acortamiento regional fué oblicua a la dirección de la falla de zócalo. Ello originó el rejuego de las fallas preexistentes en la cobertura, y de las que pudieran crear en este evento, con una componente lateral inversa, hasta adquirir su configuración actual, de diseño anastomosado, subparalelas y cortantes a las estructuras de plegamiento, característico de las zonas de cizalla.

3.3.2.- Dominio de los pliegues encofrados y los cabalgamientos

Ocupa la mayor parte del sector nororiental del bloque de hojas estudiadas, extendiéndose sobre las nº 538, Valdeolivas; 539, Peralejos; 564, Fuertescusa, y 587, Las Majadas. (Figuras 1 y 3)

Engloba al dominio del anticlinorio de Cueva del Hierro-Tragacete, que permite dividirlo en un subdominio oriental y otro occidental. En su borde Sur es posible diferenciar también un subdominio meridional. El estilo tectónico del dominio está definido por la cobertura jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada con un estilo jurásico según las directrices ibéricas. Es notable la disarmonía estructural que existe, las estructuras que afectan a los materiales jurásicos y a los cretácicos. Los primeros presentan numerosos pliegues muy apretados y de menor tamaño que las de los materiales cretácicos

Estos presentan estructuras de mayor envergadura y radio de curvatura.

Este fenómeno se debe a dos causas. En primer lugar la longitud de onda del plegamiento ha estado condicionada por el espesor de las capas de la serie estratificada (decimétrico en el Lias, métrico o masivo en el Cretácico superior). En segundo lugar hay varios niveles incompetentes intercalados que han individualizado la deformación, permitiendo la desarmonía: las margas de Turmiel, el Weald y la facies Utrillas.

El subdominio meridional está situado fundamentalmente en la Hoja de Fuertescusa. Su estilo tectónico está definido por la cobertura jurásico-cretácea despegada a nivel del Keuper y plegada con un estilo jurásico. Su límite SO es la Depresión de Mariana, y el septentrional es la falla del río Escabas y las estructuras asociadas. La estructura interna consiste básicamente en dos pliegues encofrados de dirección ONO-ESE a NO-SE que recorren toda la hoja de Fuertescusa.

El anticlinal de Carrascollano forma el límite con la depresión terciaria. Hacia el Oeste tiene una amplitud de unos 2 kilómetros y muestra una bella geometría encofrada, con flancos subverticales o volcados y techo plano con doble charnela y repliegues secundarios. En su parte central se estrecha, y la charnela NE se muestra como un pliegue volcado en este sentido, con el flanco cabalgante. Finalmente, hacia el SE el pliegue se ensancha, alcanzando 7 a 9 kilómetros de amplitud. El flanco occidental se comunica con el sinclinal de Mariana, continuándose en la hoja de Las Majadas como la flexión del Ventano del Diablo. El flanco oriental se resuelve como un cabalgamiento vergente hacia el NE, que enlaza con el cabalgamiento de Los Corzos (Hoja de Las Majadas). Entre ambos queda una amplia zona tabular o suavemente sinforme (sinclinal de La Fuente del Perro) con materiales cretácicos.

El sinclinal del Río Escabas discurre paralelamente y al Norte del anticlinal de Carrascollano-Fuente del Perro. Su geometría

es marcadamente encofrada o volcada hacia el Sur. Localmente aloja depósitos terciarios en el núcleo. Hacia el Este se amplia progresivamente hasta alcanzar el dominio de Cueva del Hierro-Tragacete. En el resto de su recorrido el límite septentrional es la falla del Río Escabas, un cabalgamiento vergente hacia el Sur.

El cabalgamiento de Los Corzos, de rumbo NO-SE y vergencia al NE, presenta un buzamiento de 50 a 60° hacia el SO y un salto estratigráfico de unos 300 mts. El bloque hundido corresponde al sinclinal de La Alconera, que aloja depósitos garumenses en el núcleo. El bloque cabalgante, perteneciente ya a otro dominio estructural es el anticlinal de Los Corzos, un pliegue asimétrico con vergencia hacia el NE y Lias aflorante en el núcleo.

El subdominio occidental ocupa parte de las hojas de Valdeolivas, Peralejos y Fuertescusa. En su parte septentrional hay un sector delimitado por las fallas de Valsalobre y Carrascosa, de rumbo N-S y ONO-ESE respectivamente. Ambas fallas cortan a las estructuras de plegamiento y tienen geometrías que evocan movimiento de desgarre. Entre ambas fallas hay varios pliegues isopacos de dirección No-SE con vergencia hacia el SO: el sinclinal de Villanueva de Alcorón, caracterizado por sinclinales suaves que alojan depósitos paleógenos en el núcleo; el anticlinal del Entredicho, en cuyo núcleo aflora el Jurásico y presenta una traza con inflexiones debidas a fallas de desgarre, siendo hacia el NO claramente vergente al SO con desarrollo de falla inversa en este flanco. Un sinclinal intermedio lo separa del anticlinal de Cerro Cacho, que localmente muestra geometría encofrada. Este pliegue es cortado por la falla de Carrascosa y se prolonga hacia el SE acentuando su geometría encofrada.

Las estructuras de plegamiento de la parte central se caracterizan por el desarrollo de pliegues largos de rumbo NO-SE y vergencia hacia el SO, que frecuentemente presentan geometría "en cofre", esto es, flancos con fuertes buzamientos, frecuentemente verticalizados, y localmente invertidos (el flanco SO), y "techos y "fondos" planos con doble charnela. Las estructuras más importantes son el anticlinal de Solan de Cabras, en cuyo núcleo llega a aflorar el Lias, y el sinclinal

de Vadillas, que aloja depósitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior en el núcleo, al que pueden colmatar. El anticlinal de Solán se prolonga hacia el NO en el anticlinal del Pozuelo, perdiendo progresivamente la geometría encofrada. Hacia el NE se inflexiona, tomando rumbo N-S en el anticlinal de Tasaguera, que interfiere con el sinclinorio de Fuertescusa.

El borde occidental de este subdominio está constituido por un área sinclinal, en la que destacan los sinclinorios de Santa Cristina y de Fuertescusa, en los que se desarrollan ampliamente los depósitos terciarios plegados y discordantes sobre el Cretácico superior. Las direcciones de plegamiento sufren una inflexión progresiva, pasando de NNO-SSE en el Norte a ONO-ESE hacia el Sur.

El subdominio oriental se desarrolla fundamentalmente en la hoja de Peralejos de las Truchas, y en parte en la de Fuertescusa. Es una región en la que predominan los materiales cretácicos (el Jurásico aparece en los núcleos anticlinales) estructurados mediante largos pliegues muy regulares de rumbo NO-SE, con geometría encofrada o vergencia hacia el SO. En algunos casos los flancos de los pliegues aparecen afectados por cabalgamientos hacia el SO con el mismo rumbo que los pliegues. MELENDEZ, F. (1.971) ya consideraba a este sector como perteneciente al dominio de la Sierra de Albarracín.

En una transversal por la parte Norte de este subdominio las estructuras más destacables son los sinclinales de La Muela y del Arroyo del Avellano, que aloja materiales del tránsito Cretácico-Terciario en un núcleo preservado por fallas longitudinales, el anticlinal de Poveda y el sinclinal de Palancares, todas con geometría encofrada.

Hacia el Este hay varios pliegues con clara vergencia hacia el Oeste, el más oriental de los cuales, el anticlinal del Hoyo de la Parra, está limitado por una falla inversa hacia el Oeste. Más al Este la vergencia es menos acusada, con pliegues laxos dominando la muela de la Loma del Pajar. En el vértice NE de la hoja de Peralejos el afloramiento de Keuper de Megina es la prolongación hacia el SE del anticlinal de Terzaga.

Una transversal por la parte central y meridional del sector muestra la prolongación de estas estructuras. El sinclinal del Avellano se extiende casi hasta los confines meridionales de la hoja de Peralejos aunque con mayor amplitud. En su flanco oriental es cabalgado por el anticlinal del Arroyo Tajuelo, prolongación de el de Poveda, con núcleo de materiales jurásicos. Hacia el Este predominan estos materiales, con numerosos pliegues de pequeño radio y vergencia hacia el Oeste. Cuando existen materiales cretácicos, aparecen en sinclinales (sinclinales del Machorro, de Ribagorda y de La Campana). Estos dos últimos son afectados en sus flancos orientales por el cabalgamiento de Rasón.

En los tres subdominios descritos son muy frecuentes las fallas longitudinales de gran recorrido, esto es, paralelas o subparalelas a las estructuras de plegamiento. Las fallas transversales a los pliegues son más escasos y de menor recorrido.

Algunas fallas longitudinales se muestran claramente como cabalgamientos mientras que en algunos casos tienen una geometría de falla normal. A veces una misma falla varía su geometría a lo largo de ella. Por ello es razonable considerar que, aunque algunas de estas fallas se hayan generado como fallas normales en la etapa de relajación distensiva, otras pueden corresponder a fallas inversas que han sido reactivadas como normales con posterioridad al plegamiento. En algunas zonas la disposición anastomosada del mosaico de fallas, con trayectorias curvas, sugiere que han funcionado como bandas de cizallamiento, posiblemente por reactivación como fallas de desgarre de las fracturas generadas en una fase de compresión anterior.

3.3.3.- Dominio de las zonas tabulares poco plegadas del borde occidental de la Cordillera.

Corresponde a una banda de terrenos de dirección NNO-SSE que separa el dominio más deformado de los pliegues y cabalgamientos del dominio de la Depresión Intermedia. En el sector septentrional (hojas de Valdeolivas) tiene una anchura de 6 a 8 kilómetros. En la parte Norte de este sector los depósitos postorogénicos de la Depresión Intermedia fosilizan a los materiales mesozoicos que presentan una

estructura caracterizada por la interferencia de pliegues "ibéricos", localmente muy norteados, y pliegues de dirección "Guadarrama" (NE-SO) con vergencia SE. Ambos tienen una longitud de 2 a 3 kilómetros y afectan a materiales del Cretácico superior. En la parte central el motivo estructural más característico es la cubeta de El Recuenco, un sinclinal de rumbo NNE-SSO que aloja sedimentos terciarios. Entre ella y la falla de Los Hoyos hay una haz de pliegues NNE-SSO en alguno de los cuales llega a aflorar el Jurásico. Hacia el Oeste se desarrolla el conjunto de pliegues de La Ermita, que en realidad constituye un anticlinal de geometría encofrada y rumbo NO-SE a N-S. Su flanco occidental está afectado por una falla normal NO-SE en la parte Norte, mientras que hacia el Sur es recubierto discordantemente por los depósitos miocenos. Más hacia el Sur, al Oeste de la falla de Los Hoyos se encuentra el anticlinal La Herradura, con núcleo Jurásico y tendencia a la geometría en "cofre" y la cubeta de Alcantud. Esta estructura presenta una geometría y disposición en cierto modo similar al sinclinal de Mariana, aunque de menores dimensiones. Es una estructura sinclinal ocupada por materiales garumenses y depósitos miocenos, de rumbo NO-SE a NNO-SSE. El Mioceno, discordante sobre el Cretácico, aparece suavemente plegado, y fosiliza las estructuras cretácicas de la franja de Vindel que corresponde al flanco occidental de la cubeta.

Hacia el SE este dominio se amplia notablemente, alcanzando una anchura de hasta 30 kilómetros y ocupando la mayor parte del territorio de las hojas de Las Majadas y Cuenca, y englobando el dominio del sinclinal de Mariana. En este sector las estructuras de plegamiento están caracterizadas por el desarrollo de pliegues de rumbo NO-SE, variando de NNO-SSE a ONO-ESE. La estructura general es muy suave, con buzamientos inferiores a 30°.

En la hojas de Las Majadas la estructura más característica es la cubeta sinclinal de la Muela de la Madera. Se trata de un sinclinal de dirección NO-SE desarrollado esencialmente en calizas y dolomías del Cretácico superior. Sus dimensiones (8x12 Kms) le confieren la geometría de una cubeta, que fué interpretada por MELENDEZ, F. (1.971) como de origen salino. Su estructura es sencilla, con buzamientos muy suaves en ambos flancos, que no suelen sobrepasar los 10°. Al NO y

SE de la Muela se desarrollaron pliegues de dirección ONO-ESE a E-O (anticlinal de la Maya de las Cortezas y pliegues de Las Salinas). Al Oeste se extiende una franja de terrazas jurásicas y fundamentalmente cretácicas caracterizadas por presentar pliegues muy suaves de rumbo NNO-SSE a N-S. Hacia el Sur se atenúan hasta desaparecer prácticamente en la zona tabular de la Ciudad Encantada. El límite occidental del dominio en esta hoja consiste en una flexión de dirección N-S, la flexión del Ventano del Diablo, mediante la cual todos los terrenos mesozoicos se sumergen progresivamente hacia el Oeste bajo los depósitos terciarios del sinclinal de Mariana.

En el sector de la hoja de Cuenca la parte oriental de este dominio está constituida por terrenos jurásicos caracterizados por una estructura de plegamiento según directrices ONO-ESE. Son pliegues rectos o ligeramente vergentes hacia el SSO, de amplitud hectométrica y recorrido kilométrico. Los flancos tienen buzamientos suaves, por lo general inferiores a 30°. las disarmonías existentes en esta zona entre los niveles toarcianos, del Dogger y del Cretácico superior ya fueron puestos de manifiesto por VIALLARD (1.973). La fracturación se manifiesta mediante fallas de dirección NNE-SSO y ONC-ESE.

Hacia el Este los terrenos jurásicos son recubiertos por el Cretácico, cuyos materiales conforman el resto de este dominio en la hoja de Cuenca. La estructura del Cretácico es muy sencilla, y se caracteriza por pliegues de gran desarrollo longitudinal, muy amplios, con rumbo NO-SE. La parte central de esta zona corresponde al sinclinal de Los Palancares, cuyos flancos tienen buzamientos muy suaves, en general menor de 10°. Hacia el NO esta estructura tiene inmersión en este sentido, apareciendo los niveles del Cretácico terminal en su núcleo, y se prolonga en el sinclinal de Mariana.

La estructura más suroccidental de este dominio estructural es al anticlinal de Cuenca. Es una estructura de rumbo NO-SE cuyo flanco SO, sin embargo, presenta un buzamiento mayor, de 20 a 80°, pudiendo llegar a estar invertido localmente, y marcando una acusada vergencia SO para esta estructura. En los niveles incompetentes de la "facies

Garum" de este flanco existen algunos repliegues secundarios. Hacia la esquina NO de la hoja 610 el anticlinal de Cuenca gira progresivamente hacia el Norte, prolongándose en el anticlinal de Bascuñana, de rumbo N-S. Este pliegue aparece en superficie como un pliegue asimétrico desarrollado sobre materiales del Cretácico superior, aunque más al Norte (Hoja de Las Majadas) llega a aflorar el Jurásico en el núcleo. El afloramiento visible es la culminación de un anticlinal vergente hacia el Oeste, posiblemente un pliegue falla. Este dispositivo de pliegue vergente con cabalgamiento en el flanco corto o el núcleo posiblemente también se verifica en el sector del anticlinal de Cuenca donde el flanco corto presenta buzamientos altos.

La fracturación es poco importante en este dominio. Las fallas más importantes son la falla de Barbarija y la falla del Boquerón, situadas en el sector oriental de la Muela de la Madera. Tienen una longitud de 7 a 9 kms. y dirección NNO-SSE. Su trazado y las fallas asociadas sugieren un movimiento normal con cierto componente de desgarre. En el límite oriental del bloque la falla del Barranco de la Lobera presenta unas características similares, aunque su dirección es algo más norteada. El resto de las fallas existentes en este dominio es de escaso desarrollo longitudinal y salto, disponiéndose paralela y transversalmente a las estructuras de plegamiento.

En los terrenos jurásicos la tectónica de fractura es poco importante, aunque se pueden destacar las fallas normales longitudinales existentes en el anticlinal de Bascuñana y la falla posiblemente de desgarre (tear fault), localizada en el paso de este anticlinal al de Cuenca.

3.3.4.- Dominio de la Depresión de Mariana

Ocupa la parte más occidental de las hojas de Fuertescusa, Las Majadas y Cuenca. Es un gran sinclinal de dirección submeridiana ocupado por depósitos terciarios. El flanco oriental corresponde a la flexión del Ventano del Diablo, mediante la cual los materiales mesozoicos se hunden bajo el Terciario con buzamientos de 10 a 30°.

El flanco occidental es la Sierra de Bascuñana, un estrecho anticlinal de dirección NNO-SSE. (figuras 1 y 3).

El núcleo del sinclinal está ocupado por varios centenares de metros de depósitos continentales paleógenos que se apoyan discordantemente sobre la "facies Garum". El Paleógeno tiene buzamientos suaves, de 10 a 30°, que se amortiguan hacia el núcleo de la estructura, y presenta pliegues suaves tanto en sus flancos como en el núcleo. Estos pliegues son fosilizados por los depósitos neógenos, que son discordantes sobre el Paleógeno y a su vez también están ligeramente plegados.

El cierre periclinal septentrional tiene pliegues menores que progresivamente adoptan rumbo NO-SE. Lo mismo sucede en el cierre meridional, donde además predominan los depósitos neógenos.

3.3.5.- La Depresión Intermedia

Aparece en la mitad occidental de la hoja de Valdeolivas y en la esquina SO de la de Cuenca. Regionalmente corresponde a un área sinclinal situada entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, ocupada por sedimentos paleógenos sinorogénicos plegados y depósitos miocenos postorogénicos.

En la hoja de Valdeolivas los depósitos del Mioceno medio que se encuentran adosados a los materiales mesozoicos aparecen suavemente deformados, mientras que hacia el Oeste su disposición es subhorizontal, como la del resto de los materiales miocenos.

Únicamente en la zona NO los materiales del Mioceno superior y el Plioceno aparecen deformados, formando cubetas circulares o elipsoidales de 1 a 4 kilómetros orientadas en dirección NO-SE. Estas estructuras no se deben a procesos de hundimiento por disolución de evaporitas, inexistentes o poco importantes en la serie miocena infrayacente. Sin embargo su geometría invoca un mecanismo de acomodación a deformaciones profundas. Su origen posiblemente está en relación con la reactivación de fallas del zócalo mesozoico y paleógeno durante una fase distensiva tardía. Una tectónica postmiocena similar ha sido descrita en el sector

central de la Depresión del Tajo (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1.978). En este sentido hay que destacar que las calizas del Páramo aparecen en contacto con los materiales mesozoicos mediante fallas normales en dos puntos de la hoja. Una de ellas es la falla de Culebrillas, que eleva un bloque mesozoico que queda limitado hacia el NE por la falla de Carrascosa, que aquí hunde el bloque NE donde se ha preservado el afloramiento de calizas del Páramo de Pozomiga.

El sector de la Depresión Intermedia que aparece en la hoja de Cuenca presenta un cuadro estructural muy diferente, consistente en pliegues de dirección NO-SE que afectan a los depósitos paleógenos y cretácicos.

El sinclinal de La Estrella es la estructura más oriental, y comparte flanco con el anticlinal de Cuenca. El núcleo está ocupado por depósitos paleógenos. El flanco NE aparece más desarrollado por presentar mayor potencia la "facies Garum", lo que confiere cierta simetría a la estructura. Hacia el Sur se prolonga a lo largo de varios kilómetros (sinclinal de Fuentes).

El anticlinal del Puente de la Sierra es paralelo al anterior. Se desarrolla en superficie en los materiales del "Garum" y el Paleógeno, aflorando el Cretácico calcodolomítico en la culminación de El Bosque. Aunque en superficie aparece como pliegue suave y recto, en profundidad su geometría debe ser vergente al SO, ya que en su prolongación hacia el SE (anticlinal de Villar del Saz) primero adquiere geometría encofrada y luego desarrolla un cabalgamiento asociado al flanco suroccidental.

3.4.- Microestructuras

Además de las macroestructuras descritas en los apartados anteriores (pliegues, cabalgamientos y desgarres), existen en las calizas jurásicas y cretácicas numerosas estructuras menores (estilolitos, grietas de tracción, microdesgarres y micropliegues) que se agrupan en varias familias de diferente orientación. En la figura 4 se muestra las proyecciones de las microestructuras medidas en cada hoja del bloque.

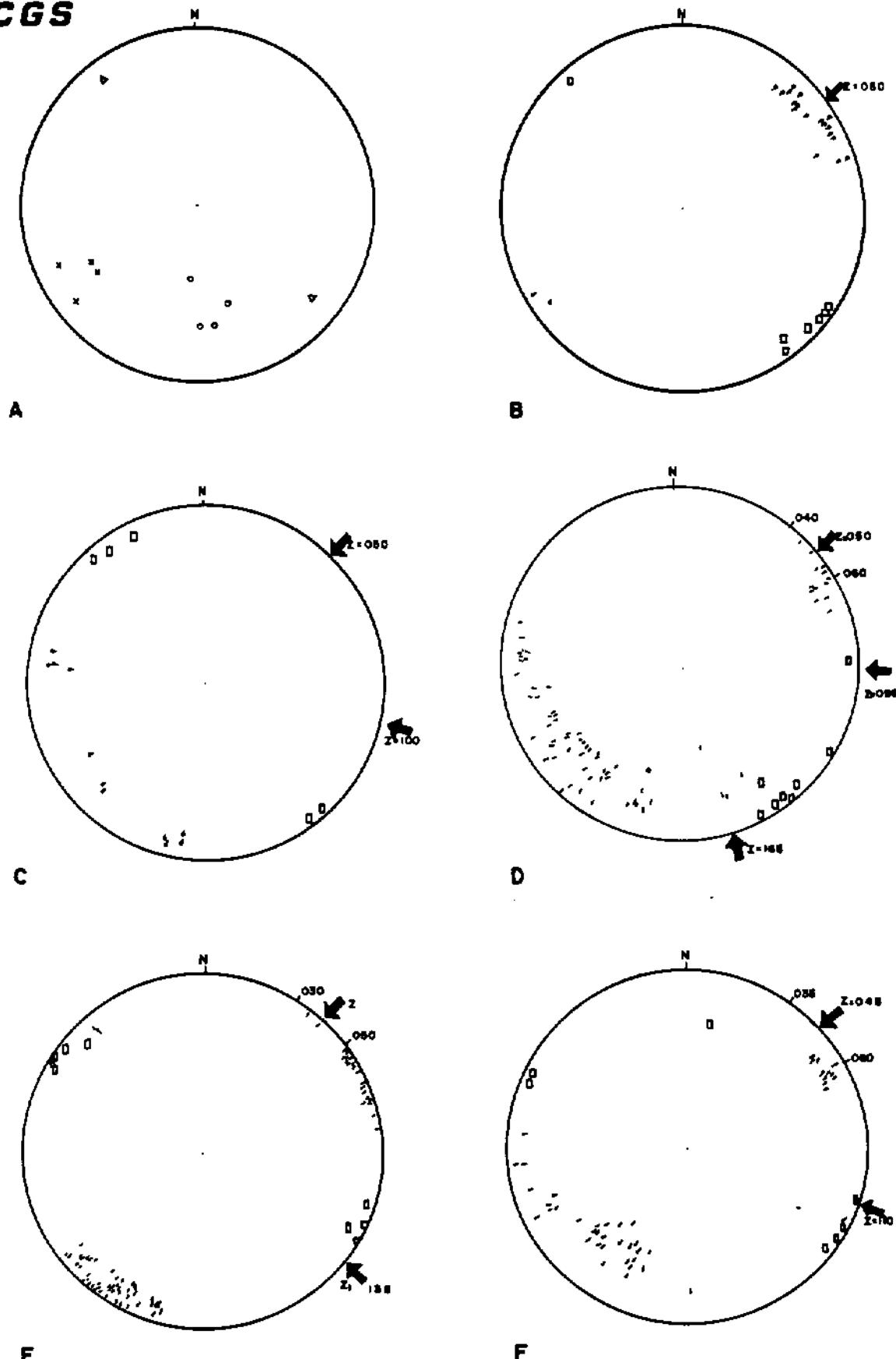


FIGURA 4.- ANALISIS MICROTECTONICO. Orientación de los elementos microestructurales del Paleozoico de Cueva del Hierro (A). (Círculos, ejes de pliegues; cruces, polos de la esquistosidad; trináculos: lineación de intersección So-S1). Estilolitos (puntos) y grietas de tracción (cuadrados) en los materiales jurásicos y cretácicos de las hojas de Peralejos (B), Valdeolivas (C), Fuertescusa (D), Las Majadas (E) y Cuenca (F).

En las figuras 5 a 7 se presenta además un ensayo de las trayectorias de las diferentes direcciones de acortamiento deducidas de estas medidas.

En este sector, como en el conjunto de la Cordillera Ibérica, parece establecerse con mayor fuerza cada vez la idea de que regionalmente ha habido un giro progresivo de las direcciones de compresión, que posiblemente refleja la evolución de la Placa Ibérica durante la aproximación de África y Europa en el Terciario. Por otra parte hay que considerar que las direcciones de acortamiento localmente pueden sufrir desviaciones con respecto a las líneas de esfuerzo regional a causa de la proximidad de anisotropías, tales como pliegues de fondo del zócalo, movimientos de desgarre a lo largo de fallas del basamento, o la estructura de la cobertura generada en fases de compresión más antiguos. La datación de las fases se ha establecido básicamente mediante la cronología relativa deducida de la superposición de microestructuras, y su comparación con la establecida para el conjunto de la Cordillera.

En la hoja de Valdeolivas (538) no hay microestructuras que permitan su estudio sistemático. Sin embargo en las calizas liásicas del anticlinal de Cerro Cacho hay una asociación de estilolitos tectónicos y grietas de tracción que indican un acortamiento 050, congruente con la macroestructura. Además algunos picos estilolíticos señalan una compresión 100, congruente con macroestructuras más occidentales, y aunque no se han podido establecer las relaciones cronológicas relativas entre ambas familias de microestructuras, por criterios regionales se consideran posteriores.

En Peralejos (539) las medidas realizadas en tres estaciones proporcionan una dirección media de acortamiento 050, característica de la fase principal de plegamiento de la Ibérica.

En Fuertescusa (564) se dispone de siete estaciones situadas en la parte oriental de la hoja. Seis de ellas tienen microestructuras que indican una dirección de acortamiento que varía entre 040 y 060. En otras dos se han encontrado estilolitos que indican además un acortamiento 165-170, y en un caso 095. La dirección de acortamiento NE-SO es la

responsable de las estructuras de dirección ibérica, mientras que los acortamientos 095 y 165 corresponden a una fase de compresión posterior, durante la cual la compresión experimenta un giro horario progresivo.

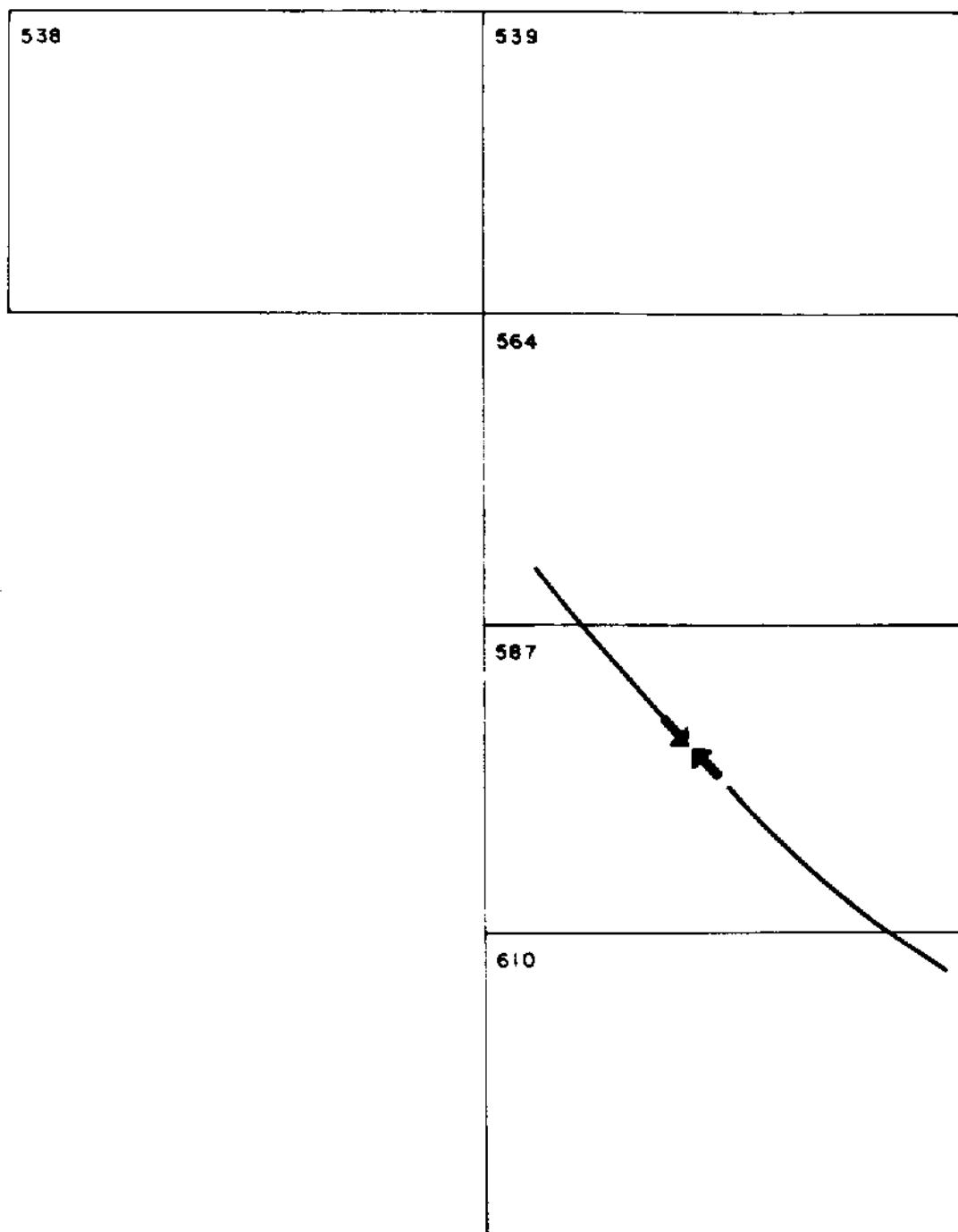
En la hoja de Las Majadas (587) las medidas realizadas muestran acortamientos que varian entre 030 y 050, con una dirección media 045, congruente con las macroestructuras existentes. Unicamente en una estación han encontrado algunos estilolitos transversos que indican un acortamiento en dirección 135. Aunque no es posible establecer las relaciones cronológicas con las de dirección 025 que las acompañan, se han interpretado como anteriores a las que indican compresión NE-SO.

Finalmente en la hoja de Cuenca (610) las medidas realizadas indican una dirección de acortamiento media de 045, aunque localmente varian entre 035 y 060, pudiendo ser ligeramente oblicuas a la dirección de acortamiento necesaria para formar los pliegues ONO-ESE que contienen a estas microestructuras. En una estación próxima a Valdeolivas hay estilolitos que indican una dirección de acortamiento 110. En los niveles margosos del Cretácico superior del anticlinal de Cuenca localmente se desarrollan pliegues menores disarmonicos de rumbo 120 y vergencia muy acusada hacia el SO (planos axiales buzando unos 15° hacia el NE), que pueden llevar asociados fallas inversas muy señaladas.

En resumen, la mayor parte de las microestructuras frágiles del sector estudiado indican una dirección de acortamiento NE-SO (entre 030 y 060), que sería la responsable de las estructuras de plegamiento "ibéricas" (figura 6). Tanto las macro como las microestructuras debidas a otras direcciones de acortamiento son escasas.

Unicamente en la hoja de Las Majadas se ha localizado una dirección que se atribuye a una fase previa a la "ibérica" (130). Microestructuras posteriores existen en las hojas de Valdeolivas, Fuertescusa y Cuenca (ONO-ESE y NNO-SSE). Ambas direcciones se corresponden a la última etapa de deformación compresiva que afectó a la región. (figuras 5 y 7).

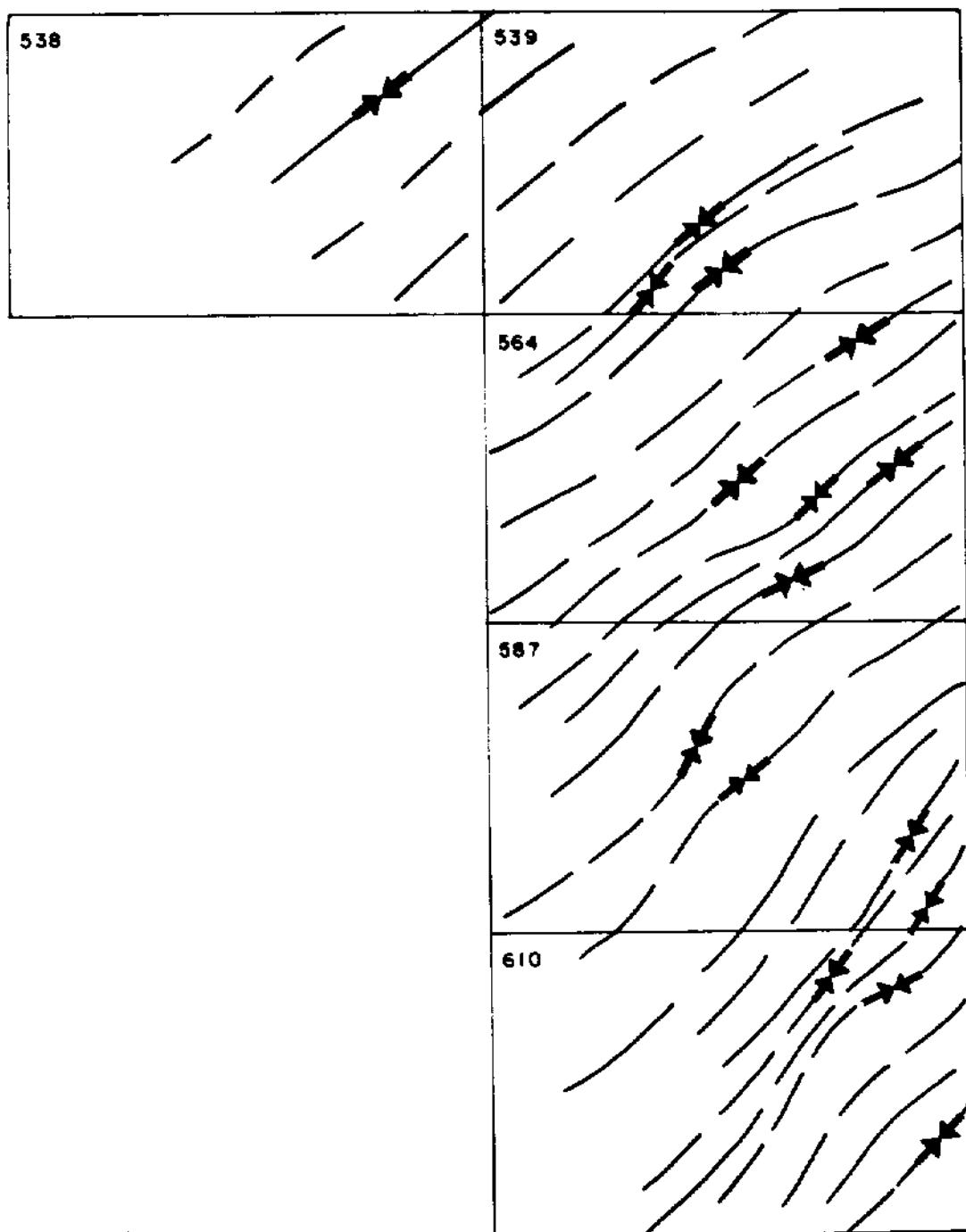
TRAYECTORIA Y MEDIDAS LOCALES DE LAS
DIRECCIONES DE ACORTAMIENTO DE LA
FASE "PIRENAICA" (F_1)



ESCALA 1:400000

FIGURA 5

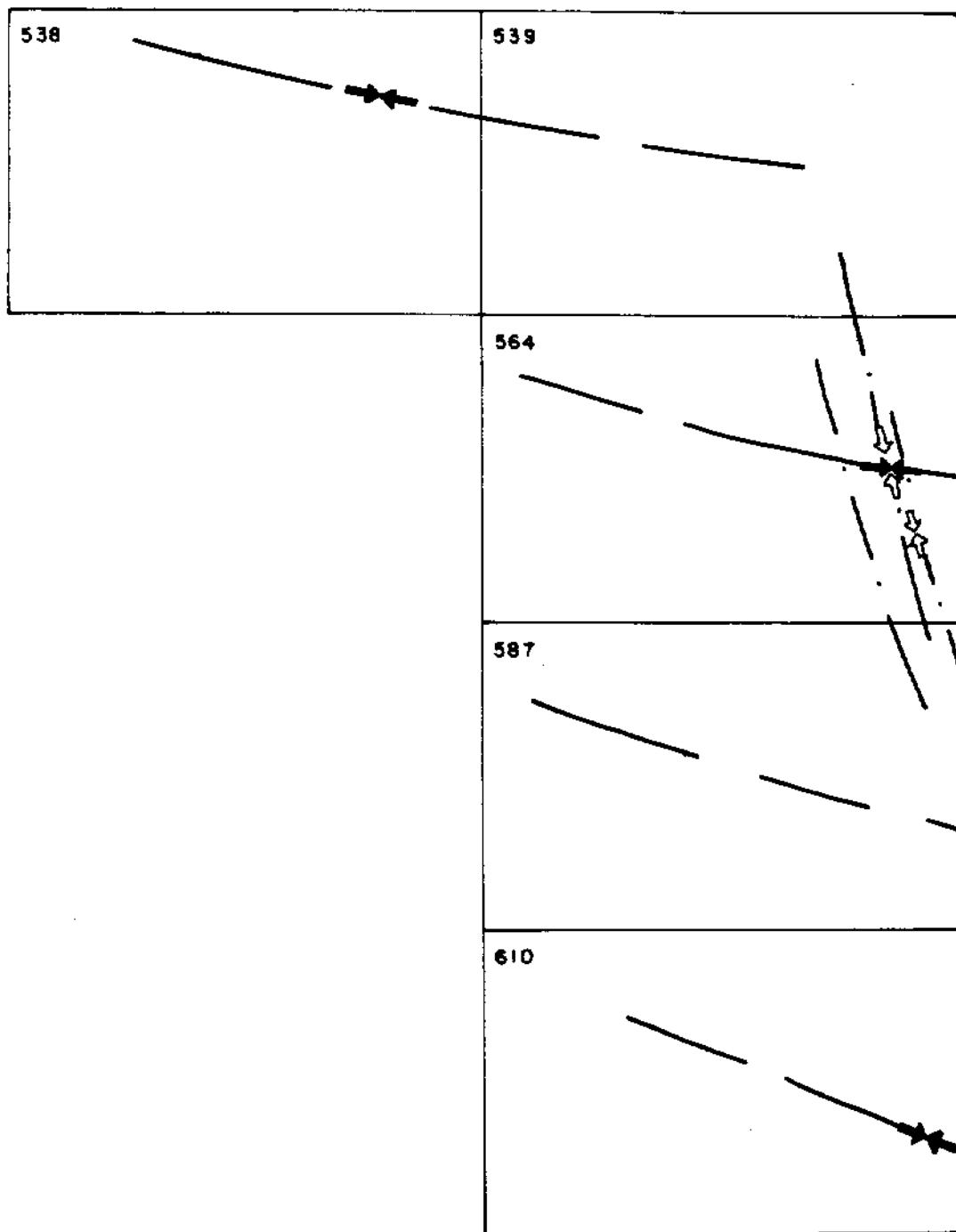
TRAYECTORIA Y MEDIDAS LOCALES DE LAS
DIRECCIONES DE ACORTAMIENTO DE LA
FASE "IBERICA" (F_2)



ESCALA 1:400.000

FIGURA 6

TRAYECTORIA Y MEDIDAS LOCALES DE LAS
DIRECCIONES DE ACORTAMIENTO DE LA
FASE NEOCASTELLANA (F_3)



ESCALA 1:400000

FIGURA 7

4.- EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA REGION Y CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La historia geotectónica de la región estudiada, en el contexto de la Cordillera Celtibérica, ha de abordar desde un punto de vista evolutivo diferenciando tres grandes etapas: el ciclo hercínico, la evolución sedimentaria durante el Mesozoico y la estructuración alpina.

4.1.- El Ciclo Hercínico

Los materiales paleozoicos constituyen el zócalo en toda la región, y afloran en el anticlinorio de Cueva del Hierro. Pertencen a la zona Astur Occidental Leonesa de la zoneografía de JULIVERT et al. (1.974). La exigua representación del Paleozoico en la zona estudiada obliga a referir la evolución hercínica al contexto de la Cordillera Ibérica.

Entre el Cámbrico y el Devónico la zona ocupada actualmente por la Ibérica fué un área marina fuertemente subsidente en la que se depositaron varios miles de metros de sedimentos esencialmente siliciclásticos en un ambiente somero.

Al contrario de lo que sucede en otros sectores del Macizo Ibérico las series cambro-ordovícicas ("Serie Ibérica") son muy potentes, y no hay evidencias de movimientos sárdicos ni de actividad ígnea.

La estructuración hercínica es polifásica. La fase de plegamiento principal es la primera, y se caracteriza por pliegues vergentes hacia el Este con esquistosidad asociada. Esta fase se prolonga en una etapa de cabalgamientos y fallas inversas, de la que hay algunos indicios en el afloramiento de Cueva del Hierro. Sin embargo no se han encontrado evidencia de la segunda fase de plegamiento existente en otros afloramientos celtibéricos.

No hay criterios estratigráficos en la región que permitan precisar la edad de las deformaciones hercínicas. Regionalmente la sedimentación es continua hasta el Devónico medio-superior. Los materiales carboníferos más antiguos del área de Montalbán son de edad Namuriense

y discordantes sobre el Devónico (QUARCH, 1.975, en CARLS, 1.983). Son sedimentos de facies "flysch", con turbiditas y depósitos gravitacionales, y contienen cantos de rocas devónicas y del Carbonífero inferior. Con estos datos se deduce una edad probablemente Devónico terminal-Carbonífero inferior para la primera fase de deformación. La actividad tectónica se prolongaría durante parte del Carbonífero superior como parece indicar el carácter sinorogénico de la serie namuro/westfaliense.

Los depósitos permocarboníferos (Estefaniense-Autuniense) son postorogénicos, y se apoyan sobre un sustrato deformado y denudado. La sedimentación permocarbonífera, así como la actividad ignea que tiene lugar en esta época (vulcanismo, intrusiones subvolcánicas) estuvieron controladas por la distribución y actividad de los sistemas de fallas tardihercínicas, que en principio se generaron en un ambiente de tectónica de desgarre para progresivamente adoptar un funcionamiento de bloques verticales. En el bloque de hojas estudiado no afloran sedimentos ni materiales igneos permocarboníferos, aunque si se conocen en zonas próximas (Macizo del Tremedal y de Sierra Menera). Las manifestaciones igneas son de carácter calcoalcalino (NAVIDAD, 1.982), y aunque su emplazamiento se encuadre en un ambiente distensivo, su génesis está en relación con la etapa orogénica hercínica.

La importancia de la comportamiento del zócalo hercínico por los desgarres tardihercínicos es capital en la evolución posterior de la Cordillera, y ya ha sido señalada en el apartado 3.2.

4.2.- La evolución durante el Mesozoico

Desde el comienzo del Mesozoico el área estudiada, como el conjunto de la Cadena Celtibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que la configura como un área sedimentaria.

Los accidentes del zócalo articularon los dispositivos paleogeográficos, delimitando una serie de bloques que han funcionado como surcos y umbrales, invirtiendo a veces su tendencia de una etapa a otra.

ALVARO et al. (1.978) propusieron un modelo de tipo aulacógeno para explicar la evolución geotectónica de la Cordillera Ibérica durante todo el Mesozoico. Actualmente es más razonable pensar en una etapa de tipo aulacogénica durante el Triás y el Jurásico, ligada al margen pasivo bético-balear, y en otra etapa de rifting y subsidencia durante el Cretácico en relación con el desarrollo del margen pirineo-cantábrico.

4.2.1.- El Periodo Aulacógenico (Triásico y Jurásico)

Durante la etapa de Graben del Aulacógeno (Triás inferior y medio) la Ibérica es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas NO-SE y las NE-SO en menor grado, que se rellena primero con sedimentos clásticos (facies Buntsandstein) y se colmata finalmente con los depósitos carbonatados de aguas someras (facies Muschelkalk).

El ambiente tectónico es de inicio de un proceso de rifting, controlado fundamentalmente por una tectónica de bloques. La falla del Tajo fué activa en esta época, separando un bloque elevado (SE), donde localmente no hubo deposición de la facies Buntsandstein, (Cueva del Hierro), de otro (NO) donde si la hubo. Este dispositivo también controló la deposición o no de la primera barra carbonatada del Muschelkalk

Durante el Triásico superior tiene lugar una etapa de transición, en la que se opera el cambio de un mecanismo de subsidencia por rifting a otro de subsidencia térmica. La escasez de afloramientos de la facies Keuper y su papel tectónico impide la reconstrucción de la geometría y espesor original de los sedimentos y su utilización como criterios paleotectónicos. La actividad ígnea que tiene lugar durante esta época en las regiones situadas al Este de la Serranía de Cuenca atestigua la existencia de una corteza continental adelgazada y fracturada en un estado avanzado del proceso de rifting.

A comienzos del Jurásico se instala una extensa plataforma carbonatada en toda la región. La subsidencia es generalizada y se realiza básicamente por flexión y contracción térmica. Es compensada por una elevada producción de carbonatos en la plataforma, lo que permite

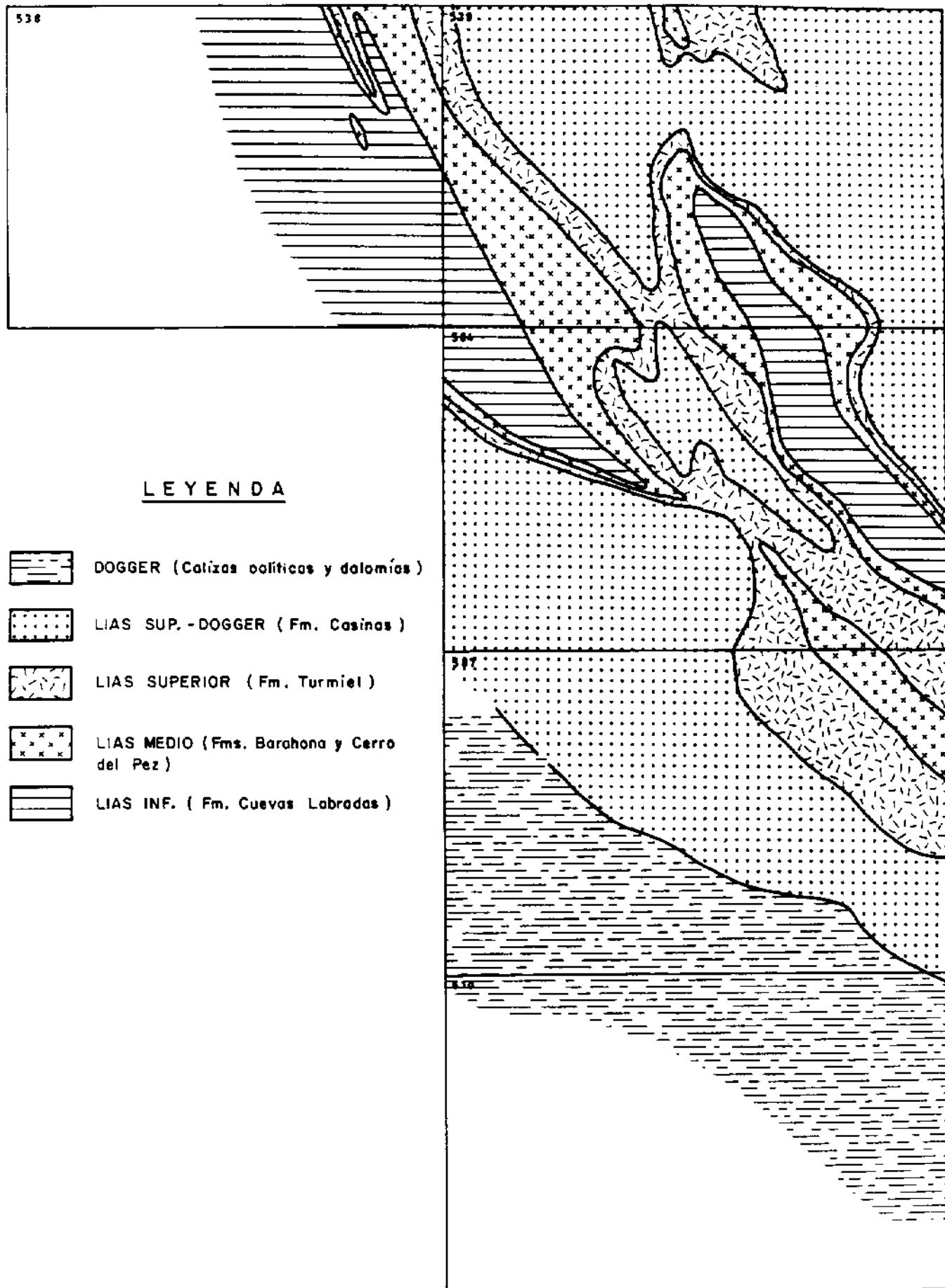
que la sedimentación se mantenga en ambientes someros. La extensa plataforma carbonatada que se implantó en esta área comienza a fragmentarse entre el Lias medio y superior, y testigos de este fenómeno son las efusiones basálticas del sector centro-oriental de la Cordillera que, como los dispositivos paleogeográficos, continúan condicionadas por los accidentes de zócalo NO-SE. Mientras en el margen bético-balear esta fragmentación abre paso a condiciones de cuencas profundas en relación con el área tethysiana, el área celtibérica experimentó sucesivos intentos de fragmentación y recomposición de la plataforma carbonatada. La reconstrucción de estos acontecimientos regionales en la zona de la Serranía de Cuenca está limitada por la carencia de un registro estratigráfico completo.

4.2.2.- La distensión cretácica

La rotación de la Península Ibérica durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior origina una etapa en la que se registra una actividad tectónica importante, caracterizada por una tectónica distensiva con juego de bloques en la vertical, y probablemente con desplazamientos laterales. Son los denominados tradicionalmente como Movimientos Neokiméricos y Aústricos.

En el área comprendida en las cinco hojas estudiadas los depósitos wealdenses, de carácter esencialmente continental, se apoyan discordantemente sobre diferentes niveles del Jurásico, e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces las "Arenas de Utrillas" directamente sobre el Jurásico. (figuras 8 y 9).

El plegamiento aparentemente más intenso del Jurásico ya se ha demostrado que tiene un origen mecánico, y se produce en las tectogénesis. En ningún caso se han encontrado pliegues menores en materiales jurásicas biseladas y fosilizadas por el "Weald" o el "Utrillas". Por todo ello, y en base también a lo que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica las discordancias neokiméricas y aústrica se interpretan como causadas por una tectónica de bloques mejor que debidas a una fase de plegamiento. Esta segunda interpretación fué aplicada a este sector por MELENDEZ, F. (1.971), mientras que VIALLARD (1.973)



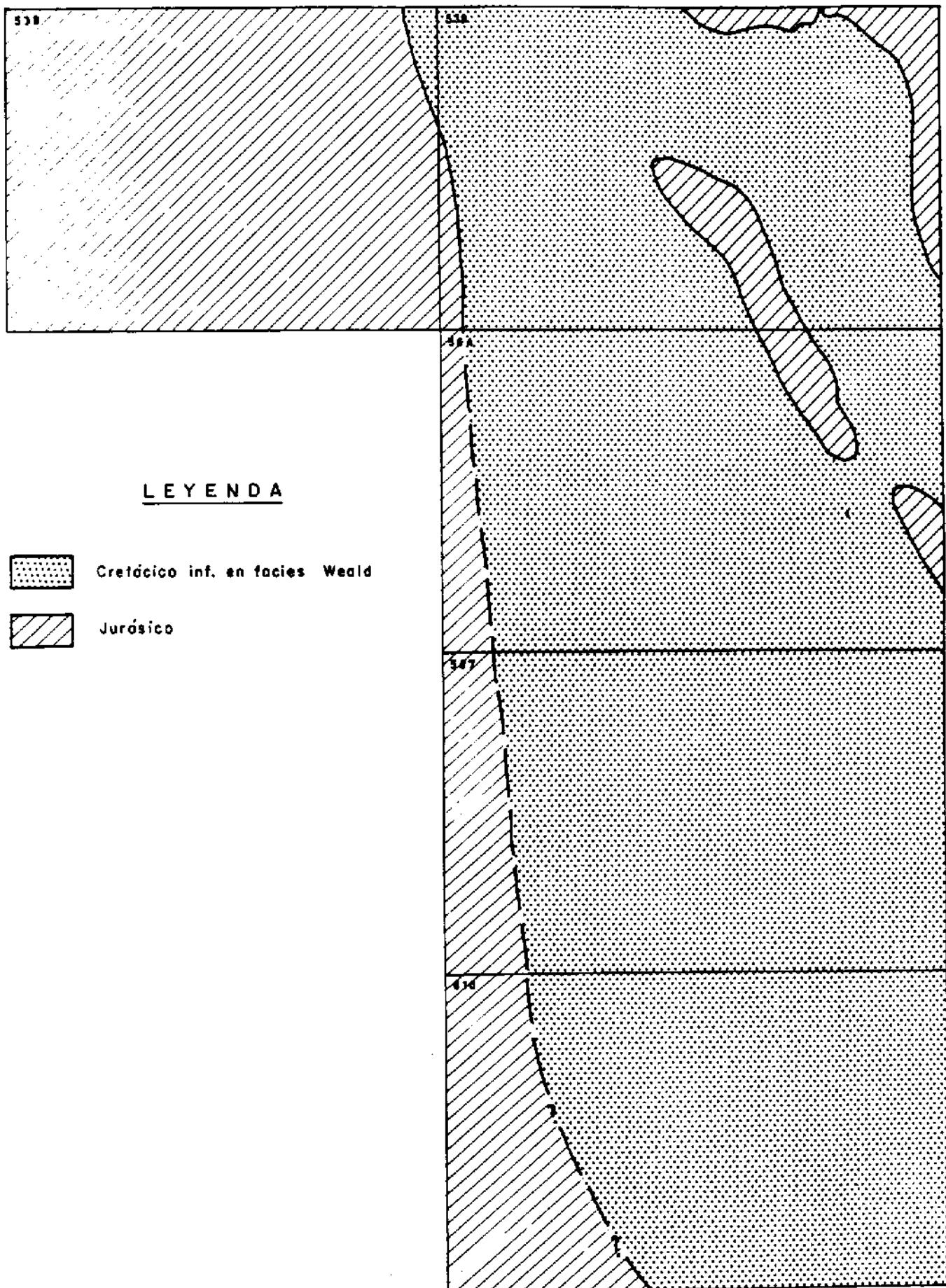


FIGURA 9.- SUSTRATO DE LA FORMACION ARENAS DE UTRILLAS.

ya adopta el punto de vista de acontecimientos distensivos.

Esta etapa de tectónica extensional durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciables del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas de orientación NO-SE, las fallas de Ocentejo-Aramallones, Tajo, Fuertescusa y Beamud-Cañete, con adoptación de la cobertura jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales (pliegues mediante mecanismo de "bending"), y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar a este movimiento su historia diapírica.

Esta interpretación de los movimientos neokimméricos explica satisfactoriamente los fenómenos observados en el bloque de hojas. La tectónica de bloques es muy potente en los mapas del sustrato del Cretácico inferior y de la "Arenas de Utrillas", que muestran un dispositivo de bloques basculados limitados por las fallas del zócalo.

La interpretación adoptada también es acorde con la de CAPOTE et al. (1.982) para el sector NO de la Rama Castellana y la de ALVARO et al. (1.978) para el conjunto de la Cadena.

Durante los movimientos aústricos se mantiene el mismo mecanismo de deformación. Algunos dispositivos mantienen su actividad aunque pueden invertir el sentido del movimiento.

Desde el punto de vista cronológico, en el sector de la Serranía de Cuenca los movimientos neokiméricos tuvieron lugar durante el Dogger y el Barremiense, aunque por criterios regionales este intervalo puede reducirse a Portlandiense-Barremiense. Los movimientos Aústricos se enmarcan entre el Albienense inferior y el Albienense superior-Cenomaniano. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la Placa Ibérica. La fase neokimérica marcó el inicio del proceso de rifting y la aústrica la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

Durante el Cretácico superior tiene lugar de nuevo una etapa de subsidencia controlada por la contracción térmica. La transgresión

marina Albocenomanense se extiende por todo el ámbito celtibérico, rebasando ampliamente sus límites.

El control estructural de la cuenca sigue siendo ejercido básicamente por las fallas de zócalo NO-SE, que condicionan la posición de los umbrales (Umbral de Tragacete, en relación con la falla del Tajo) y de los surcos (Surco de Utrillas). En el Cenomanense la plataforma epicontinental carbonatada es muy homogénea en toda la cuenca, continuando la tendencia general transgresiva hasta el final del Turonense, momento en que se invierte la tendencia, que pasa a ser regresiva hasta el Maastrichtiense, en el que la aparición de depósitos continentales marca el inicio de las primeras deformaciones compresivas.

4.3.- La estructuración alpina

La estructuración de la Cordillera Ibérica tuvo lugar durante el Terciario, y se enmarca en el contexto de su situación entre dos áreas móviles, las Cordilleras Béticas y los Pirineos.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior la Cadena es comprimida desde varias direcciones, generándose la estructura de plegamiento que presenta actualmente. La deformación es acompañada de sedimentación sinorogénica en la periferia y en depresiones internas. Durante el Mioceno superior y el Cuaternario dos fases de distensión enmarcan la creación de las fosas neógenas y cuaternarias.

4.3.1.- La Compresión

Las macroestructuras compresivas, pliegues y cabalgamientos principalmente, se disponen según varias direcciones, predominando las NO-SE, ONO-ESE y NNO-SSE. También aparecen direcciones N-S a NNE-SSO, y raramente hay estructuras transversales a la Cadena, NE-SO. Asimismo las microestructuras frágiles se agrupan en familias de diferente orientación (apartado 3.4). Regionalmente se han determinado varias fases de compresión mediante macro y microestructuras: ALVARO (1.975), GOMEZ y BABIN (1.973), CAPOTE et al (1.982), SIMON (1.980, 1.982), etc. Por otra parte, aunque es difícil establecer una cronología exacta

de las etapas de la tectogénesis alpina en este sector de la Cordillera debido a la ausencia de registro sedimentario datado paleontológicamente, la comparación de las series terciarias con las unidades tectosedimentarias establecidas regionalmente permite situar las discordancias principales con una precisión aceptable.

A los depósitos paleógenos más antiguos que se disponen discordantemente sobre el Cretácico se les atribuye una edad Eoceno superior-Oligoceno. La primera discordancia sería equivalente pues a la fase Pirenaica. Estos depósitos paleógenos están plegados, y sobre ellos se dispone una serie continental atribuida al Oligoceno superior-Mioceno inferior. La discordancia correspondiente es de edad finioligocena, la principal en la Cordillera Ibérica. Ha sido denominada fase Castellana por PEREZ GONZALEZ et al. (1.971). Los depósitos del Mioceno inferior (medio?) son las más jóvenes afectados por estructuras comprensivas. Los materiales del Mioceno medio-superior son ya claramente postorogénicos. La última discordancia corresponde a la fase Neocastellana de AGUIRRE et al (1.976).

En este contexto, la tectogénesis alpina en el bloque estudiado presenta la siguiente secuencia de acontecimientos:

- Primera fase de compresión. Afectó al sector de manera muy suave, provocando su elevación y la discordancia entre el Paleógeno y el Cretácico. - Regionalmente corresponde a una compresión NO-SE que únicamente origina - algunas estructuras locales. Tiene más importancia en el entronque con el Sistema Central, (ALVARO, 1.975). Es relacionable con la fase de plegamiento principal en las Catalánides (GUIMERA y SANTANACH, 1.978) y tal - vez con las primeras fases del área bético-balear.
- Segunda fase de compresión. Es la responsable de la arquitectura principal de la Cordillera Ibérica, y se manifiesta en toda la región estudiada a - todas las escalas. tiene una dirección de acortamiento NE-SO, generando - pliegues, cabalgamientos, microestructuras, etc. Es la fase Castellana. - Puede estar en relación con el plegamiento en las zonas externas pirenaicas.

- La tercera fase de compresión tiene menor importancia que la anterior. En principio es la responsable de los pliegues muy norteados existentes en las áreas periféricas del bloque, y de microestructuras que indican compresión próxima a Este-Oeste. Su evolución temporal es compleja, pues aun que pudiera considerarse como una cuarta fase, las macro y microestructuras que indican un acortamiento NNO-SSE regionalmente parecen ligadas a esta fase que mostraría un giro progresivo en la dirección de acortamiento. Es la fase Neocastellana.

Si se contempla en conjunto la evolución de la compresión durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, especialmente a escala de toda la Cordillera, es patente un giro progresivo, en sentido horario, de la dirección de compresión, desde NO-SE a NE-SO, E-O y finalmente NNO-SSE, que sin duda refleja la trayectoria de aproximación de África y Europa durante este periodo de tiempo.

4.3.2.- La Distensión

La evolución tectónica de la región finaliza con etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. SIMON (1.982) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tiene lugar en el sector central de la Cordillera Ibérica durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de manera progresiva, solapándose en el tiempo y el espacio un régimen de desgarre con eje de compresión SSE y un régimen distensivo con extensión ESE.

VIALLARD (1.973), sin embargo, distingue en esta región una primera etapa de fracturación longitudinal NO-SE, que data como previndoveniense y que posiblemente se inició al finalizar el plegamiento por efecto de la relajación. Sería la responsable de las fracturas paralelas a los pliegues.

La primera fase de distensión en el sector estudiado tuvo lugar durante el Aragoniense, y sus efectos principales fueron la reactivación como normales de algunas de las fallas que afectan a los materiales mesozoicos, y principalmente el hundimiento del área de la Depresión Intermedia, que funciona como una zona subsidente en la que se acumularon

depósitos terrígenos durante el Mioceno medio y superior. Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior se produce la colmatación de la cuenca, con la deposición de los niveles carbonatados ("calizas de los Páramos"). Estos niveles presentan deformaciones (cubetas atribuibles a la acomodación de fallas de zócalo y contactos con los materiales mesozoicos mediante fallas normales) que se deben a una fase de distensión, la fase Iberomanchega I que tuvo lugar durante el Plioceno superior. Esta fase reactivó de nuevo fallas normales, y produjo la deformación de la penillanura fundamental.

5.- BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, M., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ (1.976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. Trab. Neog. Cuatern. C.S.I.C., 5:7-29.
- ALVARO, M. (1.975).- Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). Estud. Geol., 31 (3-4), 241-247.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1.978).- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geol. Hisp. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. 14:174-177.
- CAPOTE; R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1.978).- La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. Min. 89:114-122.
- CAPOTE; R., DIAZ; M., GABALDON, V., GOMEZ, J.J., SANCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P., ROSSELL, J., SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1.982).- Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Temas Geológico-Mineros, IGME, 290 pp.
- CARLS, P. (1.983).- La zona Astur-occidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. "Contribuciones sobre temas generales al Libro Jubilar J.M.Ríos". tomo III, pp. 11-32.
- GOMEZ, J.J., y RABIN, R. (1.973).- Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia). Estd. Geol., 29: 381-388.
- GUIMERA, J.J. y SANTANACH, F.F. (1.978).- Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanes. Acta Geol. Hisp 13 (2): 33-42.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1.974).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.

MELENDEZ; F. (1.971).- Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Tesis Doc. Univ. Complutense. 2 tomos, 245 pp.

NAVIDAD, M. (1.982).- Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental). Fundación Juan March. Serv. Univ. nº 202, 63 - pp.

PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M., y BERTOLIN, M. (1.971).- Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira. 1er Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom. Tomo 1. secc. 1, pp. 357-376.

RIBA, O. y RIOS, J.M. (1.960-62). Observations sur la structure du secteur - Sud-Ouest de la Chaîne Iberique. Liv. Mem. Prof. P. Fallot. Soc. Geol. France. pp. 275-290.

RIOS, J.M., GARRIDO, J. y ALMELA, A. (1.944).- Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara (Zona de Cuenca-Priego-Cifuentes). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42:107-128.

SIMON, J.L. (1.980).- Estructuras de superposición de plegamientos en el - borde NE de la Cadena Ibérica. Acta Geol. Hisp., 15(5):137-140.

----- (1.982).- Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doct. Univ. Zaragoza. 501 pp.

VIALLARD, P. (1.973).- Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique Sud-Occidentale. These Sc. Nat. Univ. P. Sabatier. Toulouse. 445 pp.