

FIGURA 1

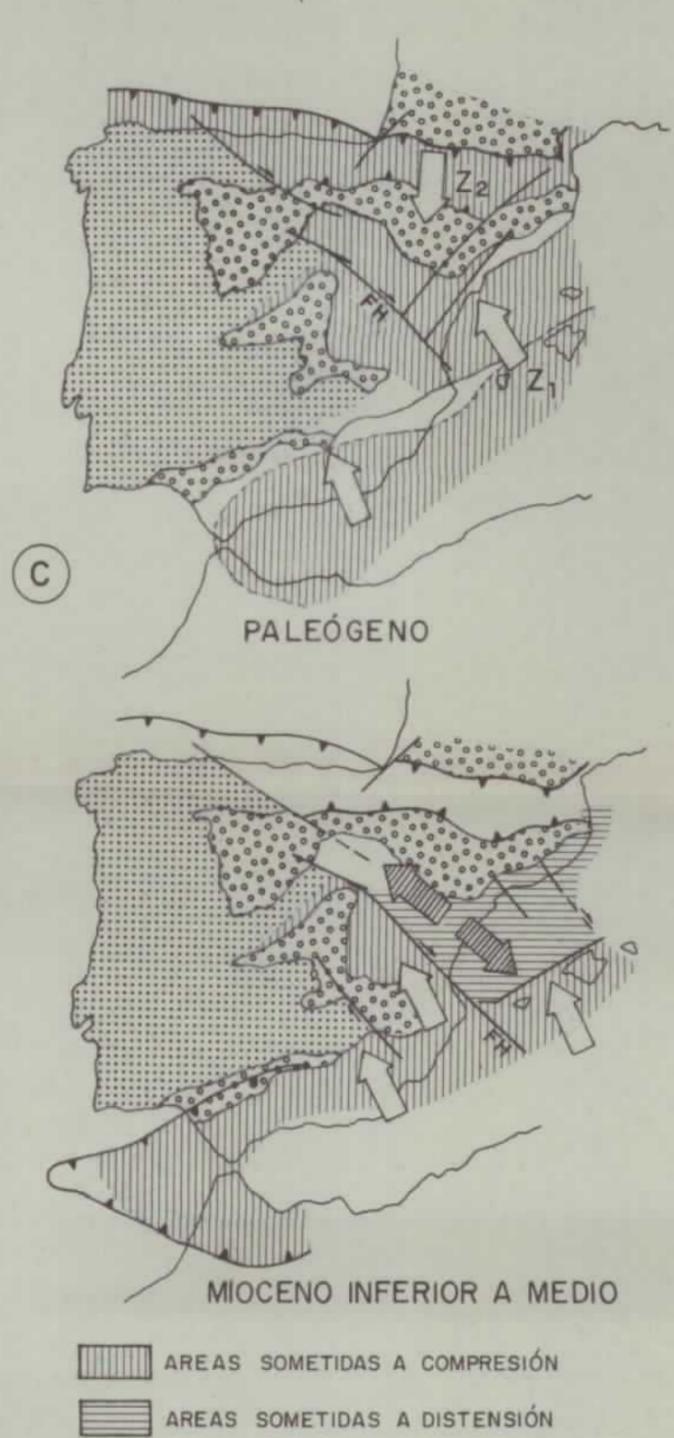
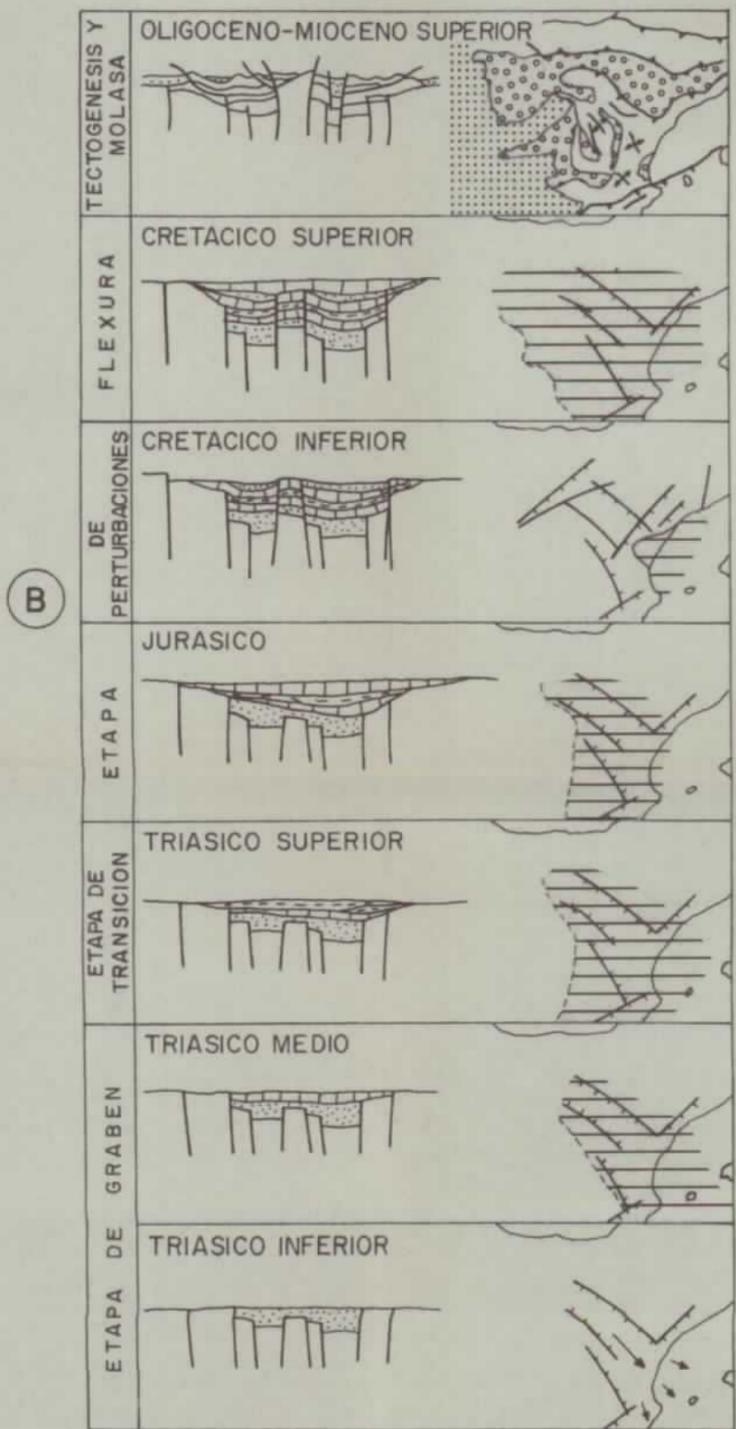
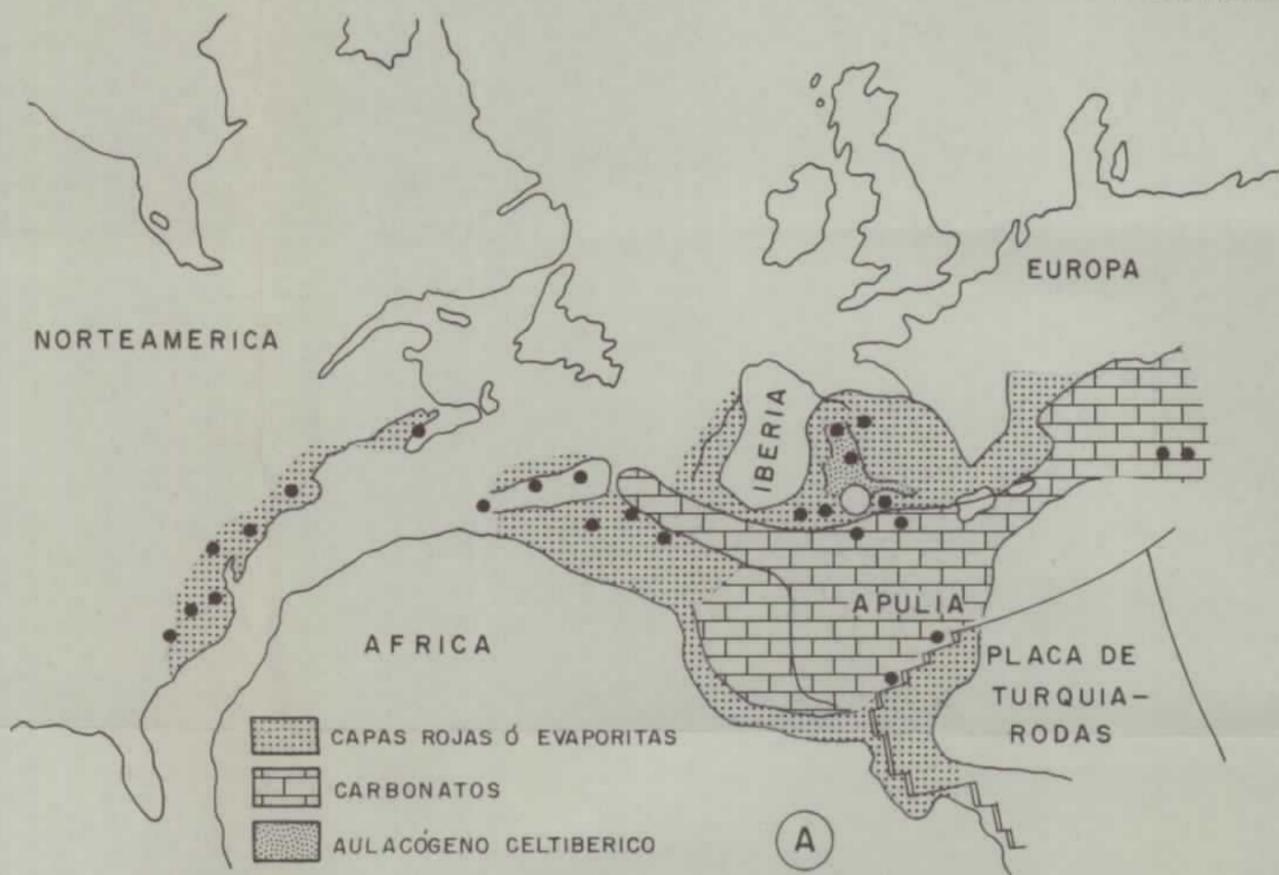
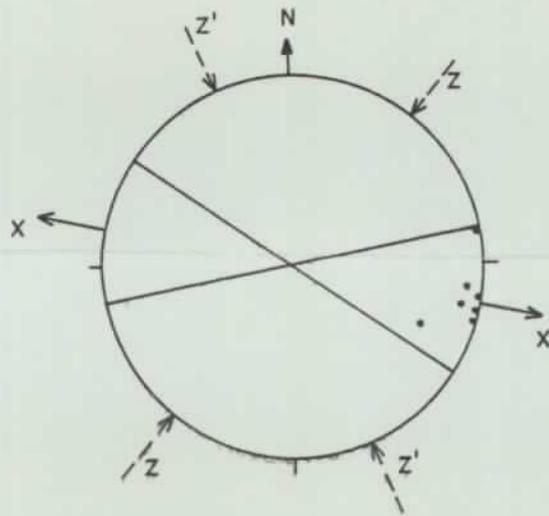
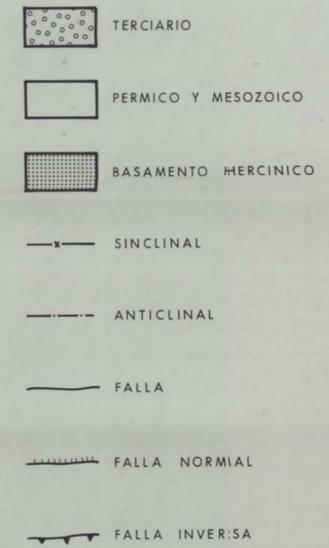
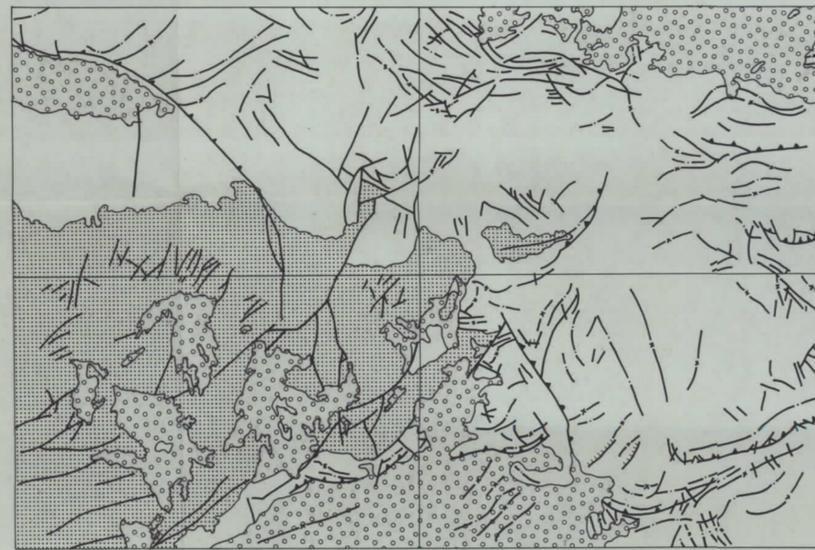


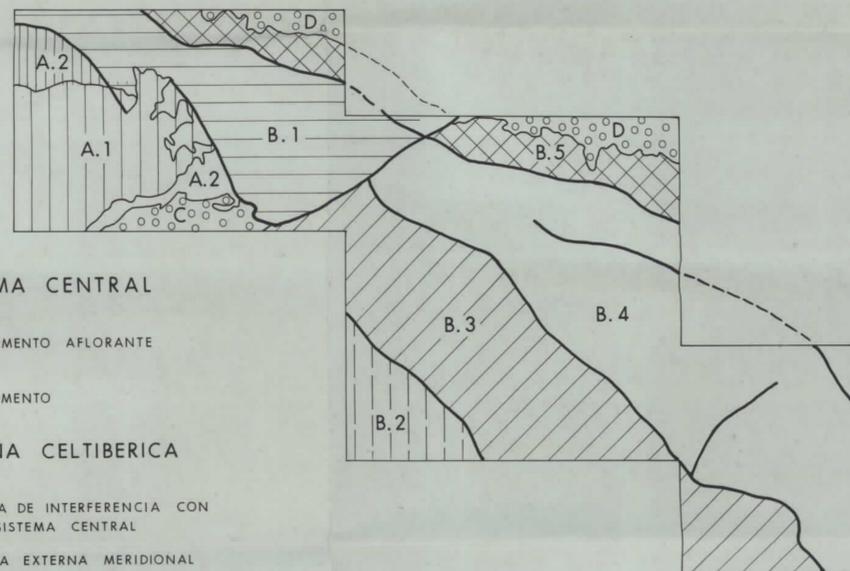
FIGURA 10



MAPA ESTRUCTURAL



ESQUEMA TECTONICO



SISTEMA CENTRAL

A.1 BASAMENTO AFLORANTE

A.2 TEGUMENTO

CADENA CELTIBERICA

B.1 ZONA DE INTERFERENCIA CON EL SISTEMA CENTRAL

B.2 ZONA EXTERNA MERIDIONAL

B.3 ZONA DE TARAVILLA

B.4 ZONA CENTRAL DE MARANCHON-MOLINA

B.5 ZONA FALLADA SEPTENTRIONAL

GRANDES DEPRESIONES TERCIARIAS

C. DEPRESION DEL TAJO

D. DEPRESION DE ALMAZAN

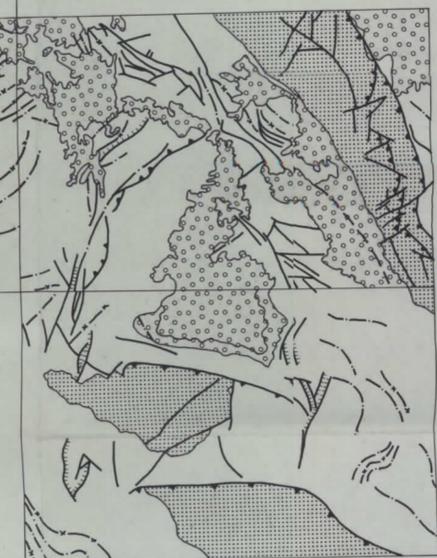
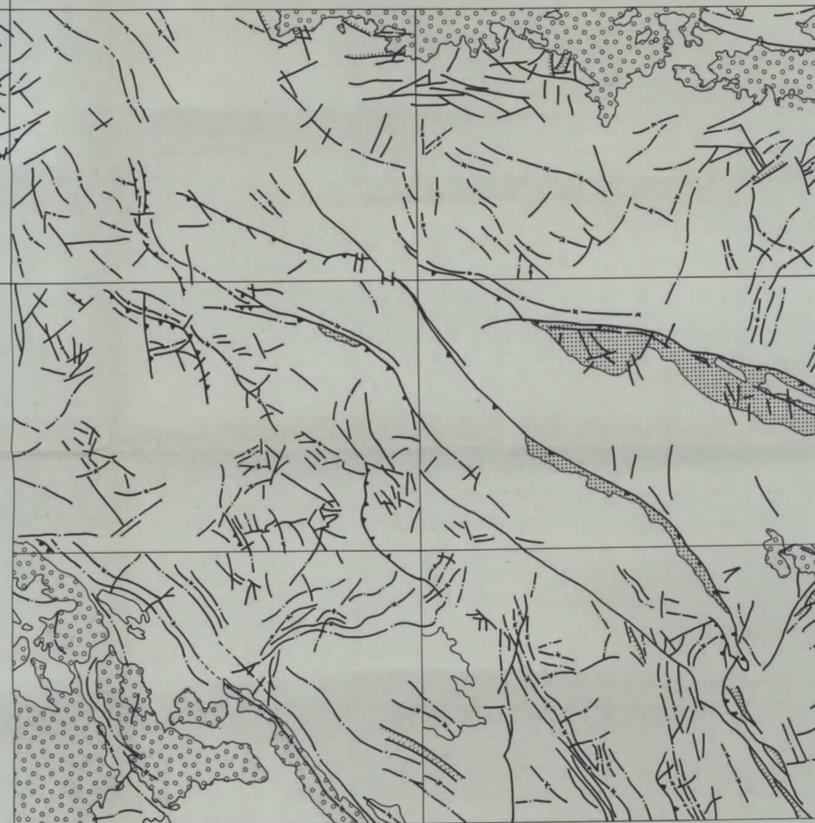


FIGURA 2.

MAPA PALEOGEOLOGICO DE LA BASE DE LA FORMACION UTRILLAS

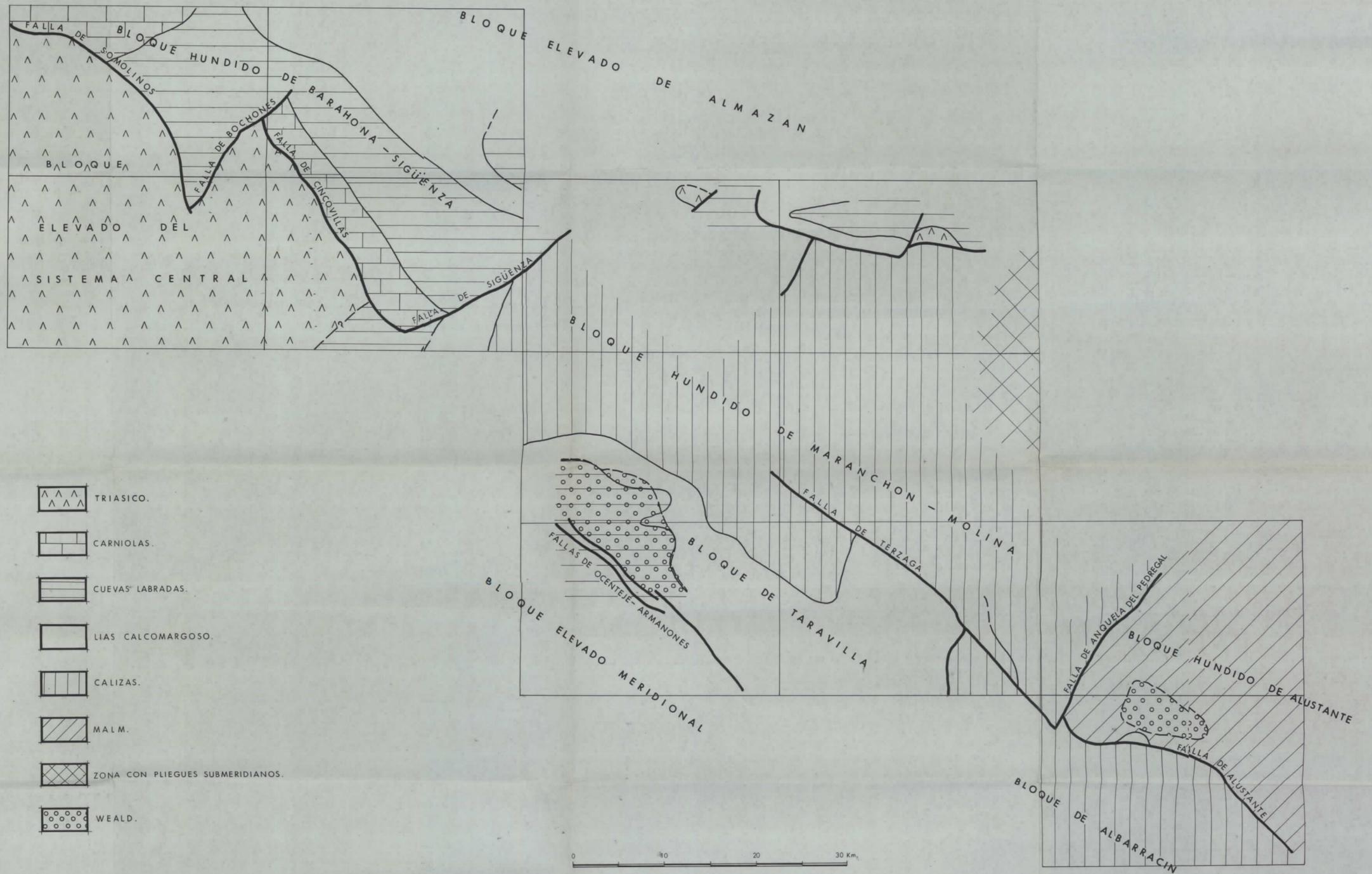


FIGURA 3.

FIGURA 4

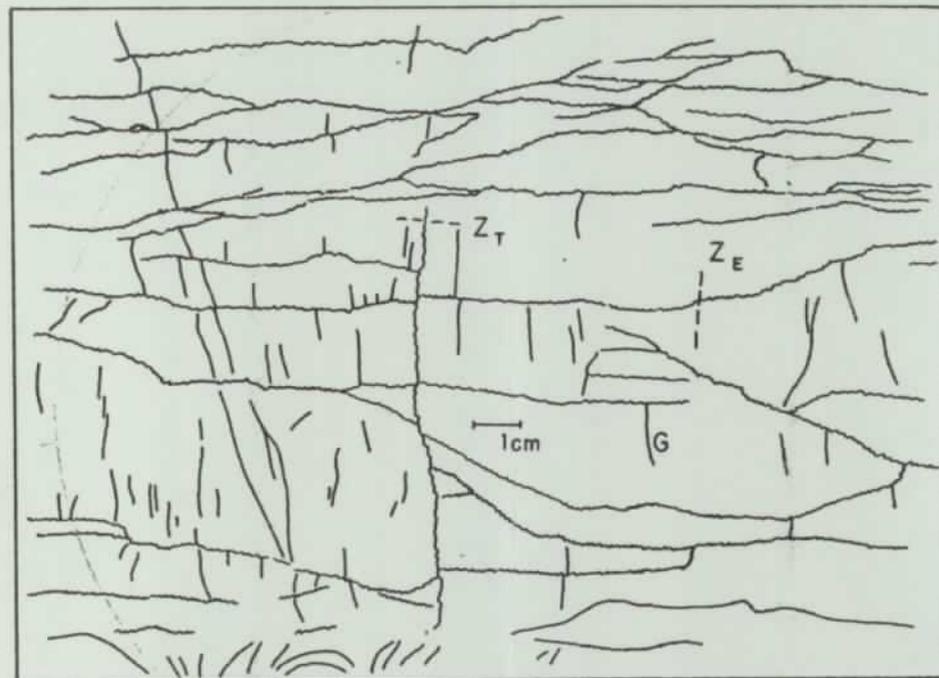
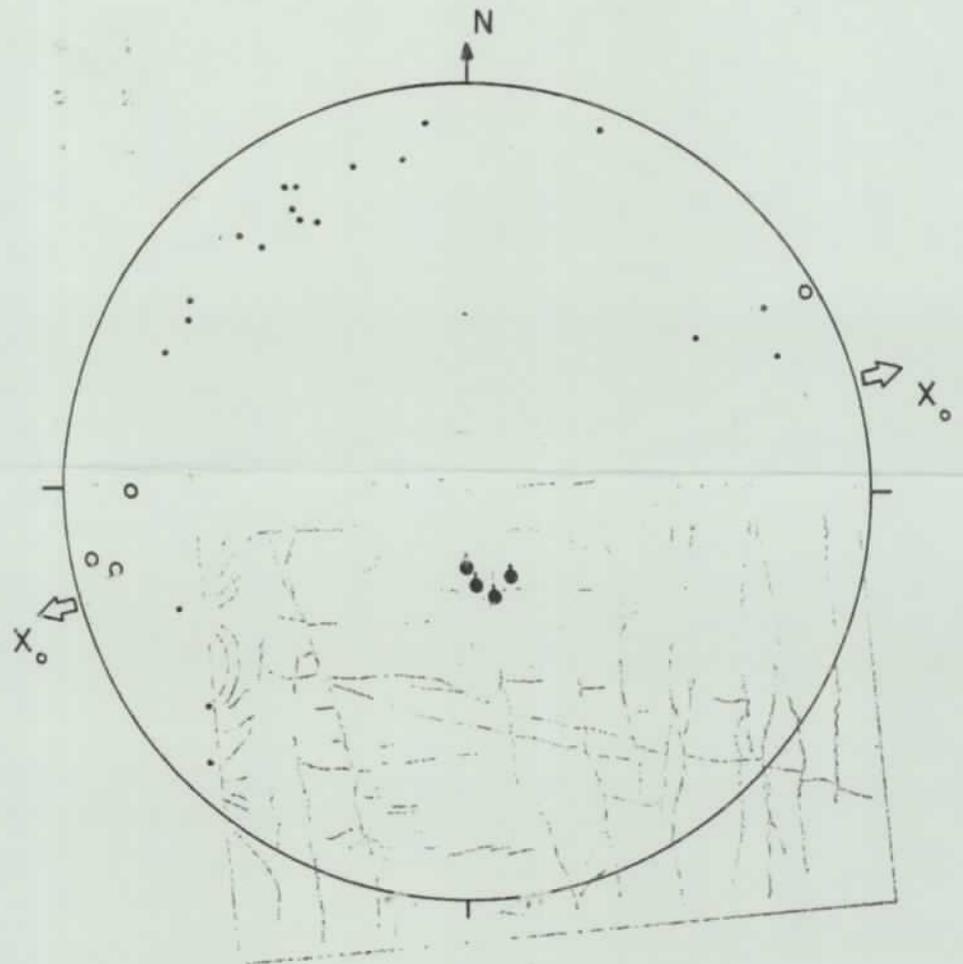


FIGURA 5



- 1
- 2
- 3

FIGURA 6

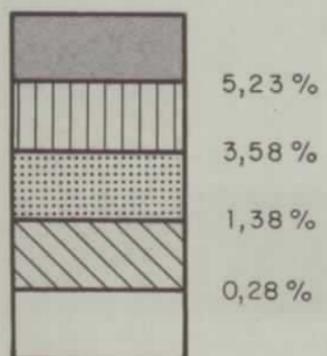
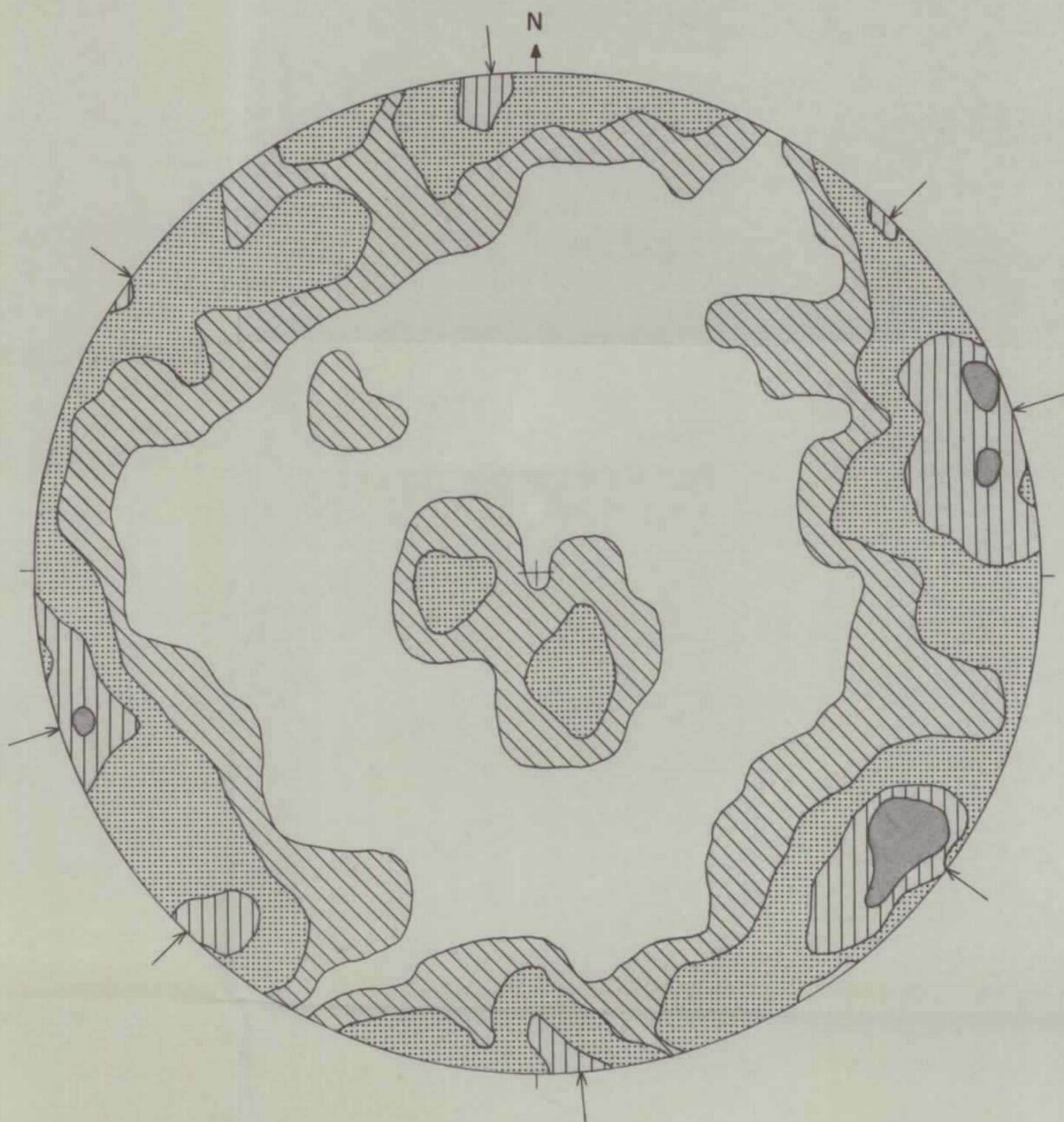


FIGURA 7

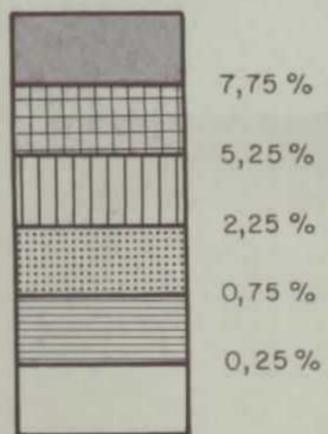
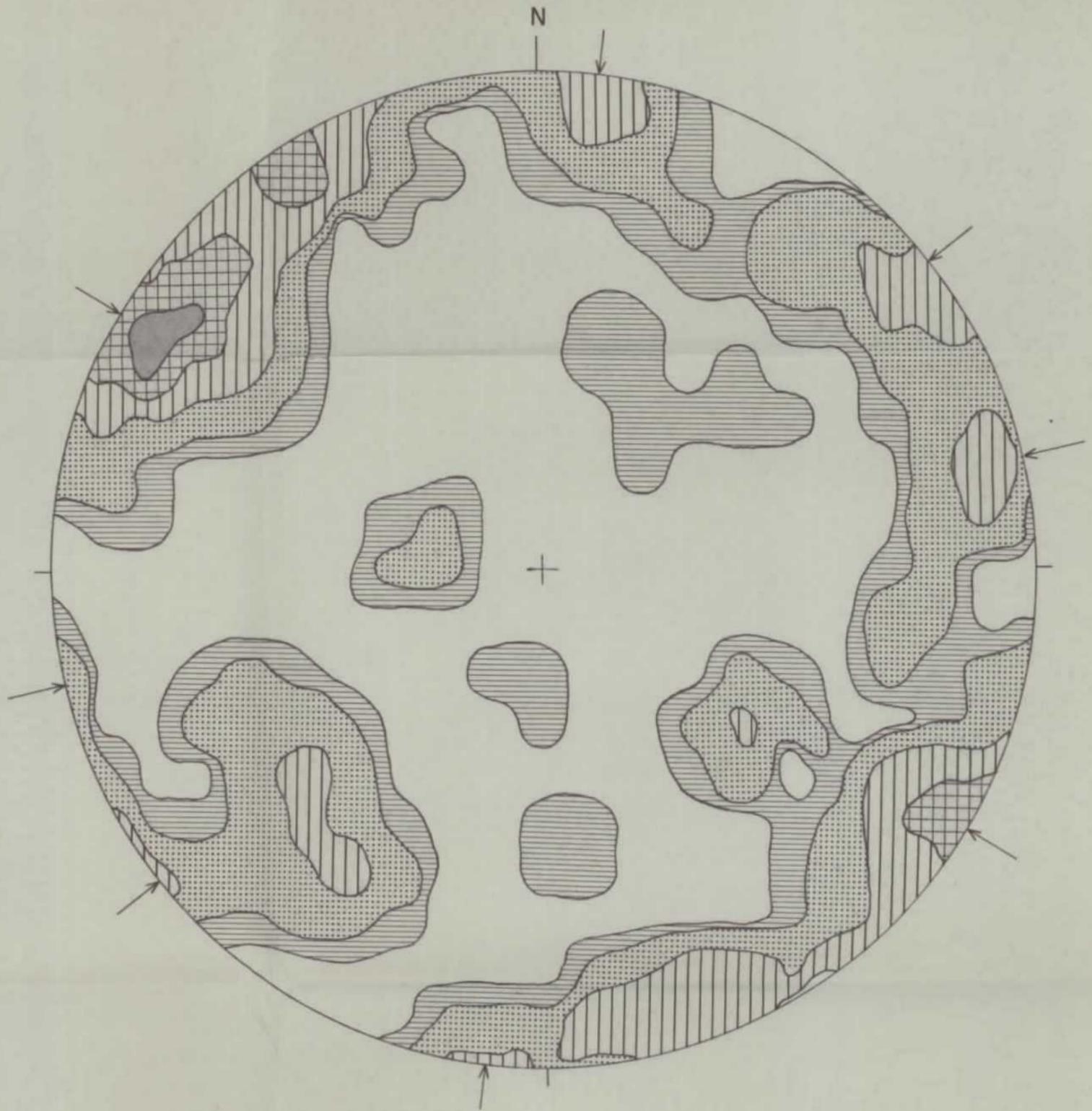
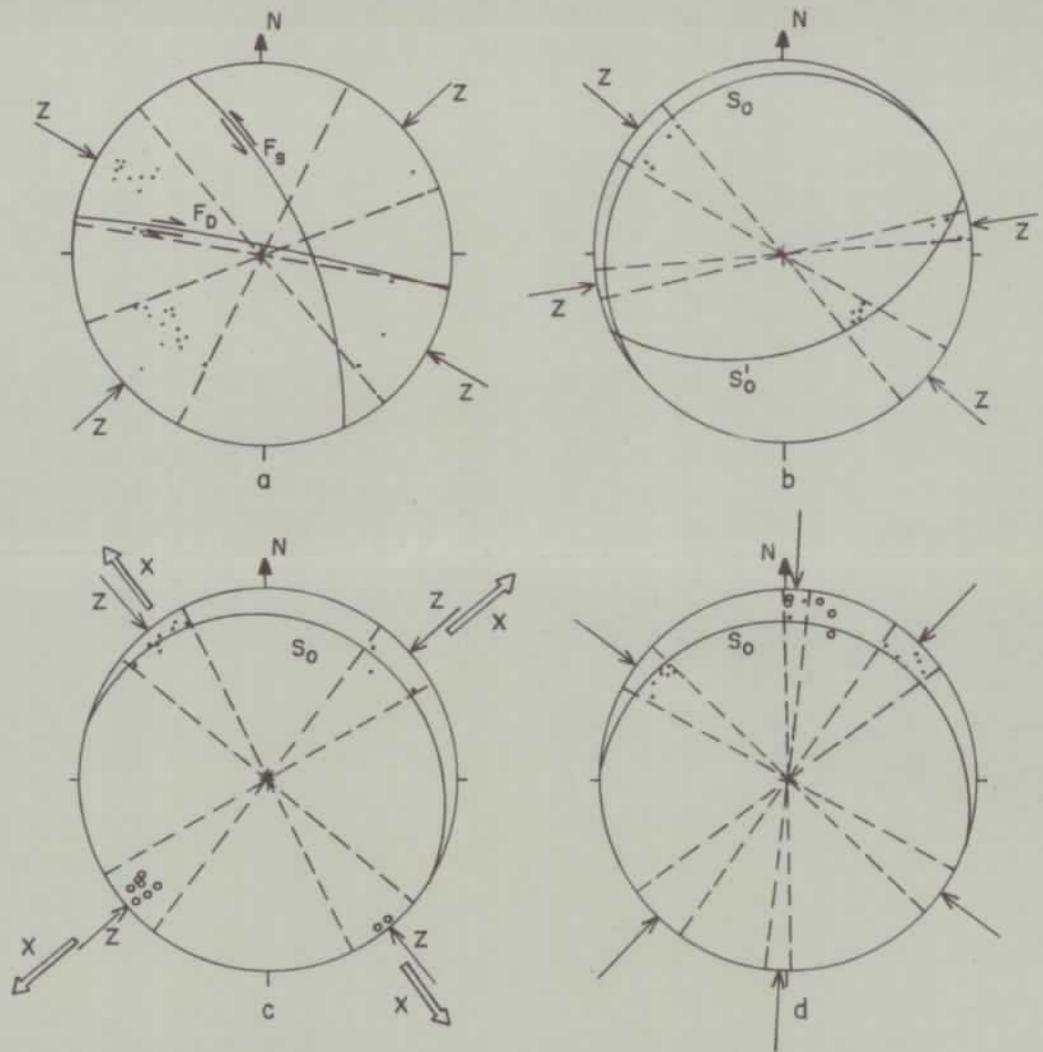


FIGURA 8



SINTESIS DE DIRECCIONES DE ACORTAMIENTO

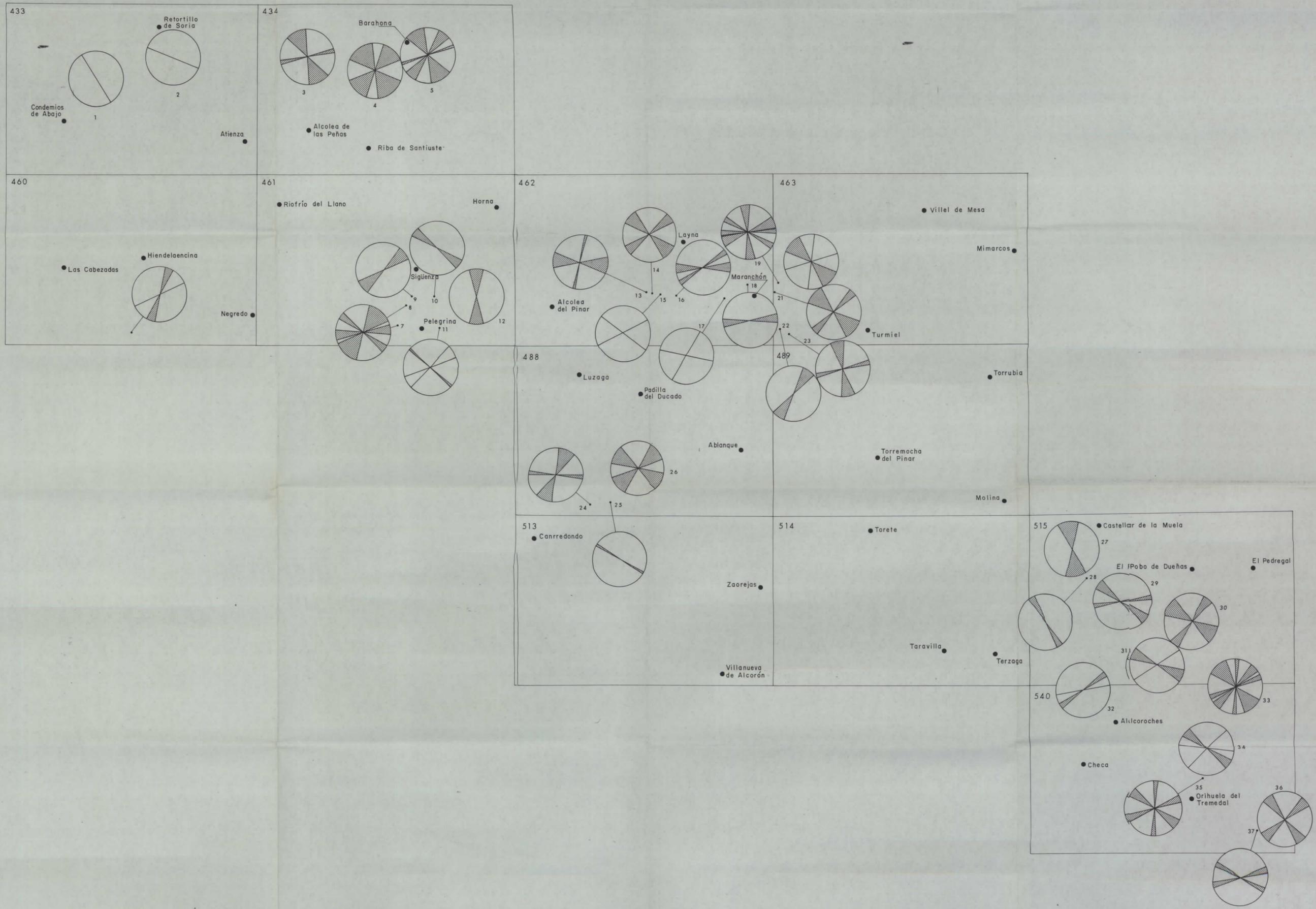


FIGURA 9.

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA DE LA HOJA
N°463, FILFAPCCS (24-18)

LA TECTONICA ALIENA DE LA RAMA CASTELLANA DEL SISTEMA
IBERICO

. R. CAPOTE

I N D I C E

	<u>Página</u>
1.- INTRODUCCION	1
2.- MARCO GEOTECNICO REGIONAL	2
2.1.- Las grandes etapas evolutivas del -- Aulacógeno Celtibérico	3
2.2.- La etapa pre-graben	4
2.3.- La etapa graben	5
2.4.- La etapa de transición	6
2.5.- La etapa de flexura	7
2.6.- La etapa tectogenetica	7
2.7.- Relaciones entre la evolución Geotécni- ca y la metalogenia alpina	8
3.- LA ESTRUCTURA DE LA REGION ESTUDIADA	9
4.- LAS ETAPAS DE LA EVOLUCION TECTONICA	14
5.- LOS MOVIMIENTOS PERMICOS	15
6.- LOS MOVIMIENTOS INTRAMESOZOICOS	16
6.1.- Introducción	16
6.2.- Los movimientos neokimericos y austricos.	16
7.- LOS MOVIMIENTOS TECTOGENETICOS ALPINOS	22
7.1.- La macroestructura	22
7.2.- Las microestructuras	24
8.- MOVIMIENTOS DISTENSIVOS POSTERIORES AL PLEGAMIENTO	28
9.- CONCLUSION	29

1.- INTRODUCCION

En el presente trabajo se da una interpretación tectónica del área correspondiente a las Hojas Geológicas 1/50.000, números 433, 434, 460, 462, 463, 513, 514, 515, y 540.

Esta interpretación se ha realizado a partir, por un lado, de los datos de macroestructura aportados por la cartografía que elaboró el equipo de geólogos de INTECSA, durante los años 1978 y 1979 y, por otro lado, a partir de los datos microestructurales recogidos por el autor durante el mismo período de tiempo.

El conjunto de datos se han sintetizado e integrado en un modelo tectónico que puede insertarse en la evolución de la cadena Celtibérica tal como se concibe actualmente en base a los principios de la Nueva Tectónica Global. El modelo geotécnico que resulta para la zona estudiada representa una evolución larga y compleja de diferentes etapas caracterizadas por regímenes tectónicos específicos, unas veces de carácter distensivo y otras de carácter compresivo. Una serie de problemas quedan planteados y pendientes de solución al carecerse por el momento de datos definitivos que permitan resolverlos, pero en este caso se proponen y discuten algunas soluciones alternativas que futuras investigaciones con este fin podrán resolver.

En este trabajo se discuten y analizan con mayor extensión aquellos aspectos que en las memorias de las hojas geológicas no fueron abordados en profundidad y que se consideran, sin embargo, muy significativos desde el punto de vista tectónico. Las descripciones locales que pueden encontrarse en las memorias son tratados con menos intensidad, con la excepción de aquéllas macroestructuras cuyo papel en la interpretación es importante.

2.- EL MARCO GEOTECTONICO REGIONAL

La región estudiada se sitúa en su mayor parte en la Rama Castellana de la Cadena Celtibérica, entrando también la parte más oriental del Sistema Central Español y la Zona de interferencia de ambas unidades geotécnicas.

La Cadena Celtibérica ha sido clasificada como una cadena intermedia (JULIVERT et al 1972-74) dado su carácter intracratónico y sus claras diferencias con la Cadena Alpina propiamente dicha. Su interpretación geotécnica ha interesado desde hace muchos años precisamente por la dificultad de relacionarla con el orógeno alpino mesoterráneo. Existen diversos trabajos de síntesis tectónica cuya aportación ha sido fundamental para el conocimiento de la Cadena (SNE, 1931; BRINKMANN, 1931; TICHTER y TECHMURIER, 1933; RIBA y RIOS, 1960-62 y BRINKMANN, 1960-63; JULIVERT et al 1972-74, pero hasta ahora no se habrá abordado su explicación desde el punto de vista de la Nueva Tectónica Global.

Recientemente se ha elaborado un modelo de evolución geodinámica (ALVARO CAPOTE Y VEGAS, 1978, in lit) en el que a partir de los principios de la tectónica de placas se interpreta la cadena celtibérica como un Aulacógeno Celtibérico) deformado en los tiempos alpinos. En este modelo se pone de manifiesto cómo su erosión sigue las pautas definidas por Hoffman et al (1974) para los aulacógenos, tanto en los aspectos estratigráficos, como en los magmáticos, tectónicos y metalogénicos, todo ello durante la evolución sedimentaria mesozoica. El rasgo que más diferencia a la cadena Celtibérica de otros aulacógenos conocidos en su deformación relativamente intensa debida a su proximidad y orientación respecto a la zona móvil donde se generó por compresión el orógeno del Pirineo y a la presencia de un importante nivel de despegue (el Keuper) que permite la deformación independiente de la corbetera.

Como la evolución tectónica del área concreta de este estudio se adapta perfectamente al modelo del aulacógeno de ALVARO et al. (Op. Cit.) se describen a continuación brevemente los grandes rasgos de dicho modelo.

2.1.- Las grandes etapas evolutivas del Aulacógeno Celtibérico.

La consideración como Aulacógeno de la Cadena Celtibérica surge de su carácter intracratónico y su disposición casi perpendicular al órgano alpino, formando parte de una de las ramas de una misión triple tipo "rrr". - En el punto de unión con la cadena alpina situado en la región al norte de Valencia, debió localizarse siguiendo el modelo de BURKE y DEWEY (1973), una pluma del manto cuyos efectos se manifiestan en la presencia de intensa actividad volcánica en esa región, durante el Triásico Superior y el Jurásico.

Como todos los aulacógenos las etapas reconocibles en la evolución sedimentaria son una etapa de graben, una etapa de transición y una etapa de flexura. La primera fué precedida por un conjunto de movimientos que prepararon el zócalo precínico al generar una red de fracturas que controló gran parte de la evolución posterior.

Después de la etapa de flexura se produjo la tectogénesis y la consiguiente sedimentación molásica. La evolución como aulacógeno, desarrollada bajo régimen distensivo, tuvo a escala cortical el resultado de estirar y adelgazar la corteza. Este carácter débil de la corteza explica la intensa deformación posterior, cuando la región fué acortada por compresión durante la Orogenia Alpina, tal como han puesto de manifiesto CAPOTE Y VEGAS (1979).

2.2.- La etapa pre-graben.

La evolución claramente de tipo aulacógeno se inició al comienzo del Triásico, al representar el Buntssandstein, lo que HOFFMAN (1973) llamó la fase sedimentaria cuarcita. Con anterioridad existe un período de intensa actividad tectónica desarrollada durante el Pérmico, después de que acabaron los plegamientos hercínicos. La actividad tectónica es de fracturación y, sin entrar en grandes detalles, dos tipos de regímenes se han propuesto:

- Formación de desgarres (tectónica tardihercínica) según un sistema con fallas dextrales de dirección NW-SE y sinestras de dirección NE-SW (PARGA, 1969) ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975).
- Formación de fallas normales de fuerte salto vertical en un régimen distensivo de tipo "Basin and Range" LORENZ y NICHOLLS, 1.976).

Ambos modelos encuentran apoyo en las observaciones estructurales no sólo en la Península sino también en toda Europa. Las relaciones entre fallas y rocas ígneas pueden indicar, en nuestra opinión, que el régimen de desgarres precedió al de tipo "Basin and Range". Los desgarres se iniciarían en el Estefaniense, mientras que las fallas gravitacionales se estaban moviendo en el Pérmico Inferior (Hernando, 1977; Sopena, 1979). En todo caso la tectónica Pérmica afecta a una extensísima región que incluye la Península Ibérica y gran parte de Europa, de tal manera, que puede asegurarse que la Cuenca Celtibérica no se había individualizado todavía para estos tiempos. El basamento hercínico quedó cruzado por una densa red de fracturas de direcciones NW-SE; NE-SW; N-S y E-W, algunas de las cuales alcanzarían longitudes de centenas de kilómetros.

Puesto que el aulacógeno se define ya como un graben al comienzo del Triásico el "doming" precursor, centrado en la región de Valencia, debió iniciarse en el Pérmico. SENGOR et al (1978), han resaltado el carácter centrífugo en la sedimentación para esta etapa de doming, con los mayores espesores en las áreas alejadas de la pluma de manto. Faltan datos precisos que permitan detectar este fenómeno en las formaciones pérmicas conocidas pero es de destacar que no se han citado hasta el momento sedimentos del Pérmico superior en la Cadena Celtibérica por lo que, a modo de hipótesis, se podría pensar que el proceso de doming que precedió a la creación de la misión triple "rrr" se desarrolló durante el Pérmico superior.

2.3.- La etapa graben

Corresponde a la evolución durante el Buntsandstein y el Muschelkalk. La facies de los sedimentos permite paralelizar estas formaciones con las fases cuarcita y dolomita de HOFFMAN (1973) y las variaciones de espesor del Buntsandstein, claramente controlada por fallas permite afirmar que una parte de las fallas tardihercínicas previamente existentes fueron reactivadas bajo régimen distensivo. Las fallas activadas fueron principalmente las NO-SE, más favorablemente orientadas respecto al domo centrado en la pluma de manto, pero también lo hicieron, si bien con menor importancia, algunas fracturas transversales (NE-SO).

La región Celtibérica durante esta etapa era un graben complejo de dirección NO-SE, con bloques afectados por subsidencia diferencial fuerte. El graben se haría más profundo de NO a SE, hacia el punto donde se situada la unión triple, tal como predice el modelo de los aulacógenos de HOFFMAN et al (1974).

2.4.- La etapa de transición

Corresponde al Keuper. Coincidiendo con un cambio en el tipo de subsidencia, que pasa de ser diferencial a ser generalizado para toda la cuenca, se producen varios cambios importantes:

- Las facies pasan a ser predominantemente arcillosas.
- Los sedimentos son expansivos sobre las formaciones anteriores rebasando el borde del graben Celtibérico.
- Aparece un intenso magmatismo básico (las ofitas), de indudable origen mantélico y concentrado en la región Valenciana (BRICKMANN, 1931) y a lo largo del borde Norte de la Cuenca.

Todos estos fenómenos pueden ponerse en relación con la actividad de la pluma de manto de la unión triple y con la progresión de la distensión, que produce estiramiento y adelgazamiento cortical, con subsidencia de los bordes del anterior graben y ascensión de magmas desde el manto a través de fallas profundas.

La unión triple de Valencia correspondería durante este período a uno de los múltiples centros de expansión que dieron lugar a la línea de disyunción de la Pangea. Esta línea se puede seguir desde América hasta la Península, jalonada por las rocas volcánicas del Trías Superior (figura 1).

2.5.- La etapa de flexura

Al progresar el estiramiento y hundimiento de los bordes del graben se pasa definitivamente al modelo de subsidencia general que controla la sedimentación carbonatada del Jurásico y Cretácico.

A pesar de ello existen todavía movimientos diferenciales en fallas aunque siempre de menor importancia de lo que fueron durante el Buntsandstein. Durante la parte alta del Jurásico y en el Cretácico Inferior se desarrolla un período de actividad tectónica que se superpone y perturba la evolución del aulacógeno. Corresponde a los movimientos neokimmerícos y austrícos descritos por todos los autores que han estudiado la Cadena Celtibérica. ALVARO et al (1978) lo relacionan con la apertura del Golfo de Vizcaya durante la rotación de la Península Ibérica producida al cambiar el movimiento relativo entre las placas africana y euroasiática. Este período de perturbaciones se manifiesta mediante grandes movimientos verticales acompañadas por fuerte erosión en las áreas levantadas y sedimentación en las deprimidas, lo que explica el que la formación Utrillas se apoye sobre distintas formaciones anteriores.

2.6.- La etapa tectogenética

Después de la erosión tipo aulacógeno la Cuenca Ibérica estaba asentada sobre una corteza continental adelgazada y fracturada, más débil que la de la región del Ebro y la de la Meseta. Por ello cuando al final del Cretácico superior se instalan las Zonas móviles de las Béticas-Baleares y del Pirineo los esfuerzos transmitidos al interior de la Península van a deformar intensamente la región. Las deformaciones controladas a veces por las antiguas fallas del basamento, se realizan como conse

cuencia de esfuerzos compresivos desde SE y desde el Norte y NO (figura 1) alternando una dirección y otra a lo largo del tiempo para dar pliegues y fallas inversas longitudinales como transversales a la Cadena. La distensión que acompañó la creación de la Cuenca Valenciana, entre la Península y Baleares definió las regiones de evolución orogénica diferente en un lado y otro de la línea Divisoria Baspérica de STILLE (1931). En la zona al sur de dicha línea las compresiones desde el SE se mantuvieron hasta más tarde, entrando ya en el Mioceno. La sedimentación para esta etapa corresponde a la fase molasa de los aulacógenos.

2.7.- Relaciones entre la evolución Geotécnica y la metalogenia alpina.

El modelo evolutivo propuesto por ALVARO et al (opus it) constituye un marco en el cual pueden explicarse algunos hechos de interés económico como puede ser la formación de depósitos minerales metálicos durante los tiempos alpidicos. Efectivamente la Cadena Celtibérica sigue el modelo de mineralizaciones intraplaca propuesto por Sawkins (1976) para los aulacógenos y uniones triples. Los indicios de cobre asociados al Keuper y sus fitas corresponden a los que Sawins relaciona con el vulcanismo de la etapa de transición. Como era de esperar los indicios de eu se concentran en la región de Valencia, donde se localizase la pluma del manto, y en el borde Norte de la Cadena ALVARO et al (1978).

También existen indicios de Pb-Zr, siguiendo el mismo modelo, e incluso Hg y Ni. Faltan sin embargo los de Sn como resulta lógico si se tiene en cuenta que en la Cadena Celtibérica no hay rocas granitoides alpinas.

3.- LA ESTRUCTURA DE LA REGION ESTUDIADA

La cartografía MAGNA ha puesto de manifiesto una estructura compleja en la que se reconocen Zonas de muy diferente estilo. Las mayores diferencias derivan de la presencia en la región estudiada, de unidades geotécnicas diversas. En la figura 2 se presentan dos mapas:

- Mapa estructural, en el que se detallan las estructuras individuales, pliegues y fallas, obtenidas en las Hojas 1:50.000 realizadas por el equipo de geólogos de INTECSA.
- Mapa tectónico, donde se diferencian las grandes unidades geotectónicas y se subdivide alguna de ellas.

Desde el punto de vista tectónico las unidades principales son:

- a) Sistema Central Español. Constituye un bloque complejo - formado por el basamento hercínico aflorante. Afectado por una tectónica sajónica de fallas, lleva una dirección NE-SW y una inmersión general hacia el SE, hundiéndose bajo las formaciones mesozoicas de la Cadena Celtibérica, con la que interfiere en el Sector situado al NW de Sigüenza. En su reborde septentrional al basamento se inclina hacia el NW donde queda cubierto por las formaciones mesozoicas. El borde meridional presenta una tectónica más enérgica; recubierto por las delgadas series triásicas y Cretácicas queda limitado por una línea de cabalgamientos oculta en parte - por los sedimentos terciarios de la Depresión del Tajo.
- b) Cadena Celtibérica (rama Castellana). Es la unidad más importante para los tiempos alpinos. El conjunto se orienta - según la dirección NO-SE y está formado por un basamento - hercínico, que aflora sólo localmente, y una serie de materiales pérmicos, mesozoicos y terciarios que desde el punto tectónico pueden agruparse, de abajo a arriba, en los siguien

- Tegumento, constituido por el Férnico, Buntsandstein y Muschelkalk. Presenta una tectónica de revestimiento - por adaptación al basamento, localmente muy intensa con fajas de cabalgamientos muy frecuentes a nivel de -- Muschelkalk, donde hay despegues locales.
- Nivel de despegue, constituido por el Keuper margo-yesífero. Su deformación varía según los lugares alcanzando a veces un elevado grado de deformación plástica y frecuentemente fenómenos de adelgazamiento y laminación de tramos estratigráficos.
- Cobertera. formada por el conjunto jurásico cretácico, - en su mayor parte calco-margoso. Despegada del tegumento y basamento tiene un estilo epidérmico propio de muchos sectores pero a escala de las estructuras mayores refleja y se adapta a las estructuras de fondo. Presenta pliegues de diversas orientaciones al haber sido acortada según diversas direcciones. Abundan las haces de pliegues y fallas situadas unas veces directamente sobre fallas - de fondo y otros reflejando la existencia de estas fallas pero desplazadas respecto a su posición original, como - consecuencia del deslizamiento generalizado sobre el -- Keuper. Un ejemplo de este último caso se tiene en el - arco de pliegues y cabalgamientos al SO de Sigüenza, desplazando respecto a la falla de zócalo de Cincovillas.
- Cobertera molásica terciaria plegada. La forman las diferentes unidades detríticas terciarias separadas por - discordancias afectadas por pliegues alpinos. Naturalmente se sitúan en el borde meridional de la Cadena pero localmente se encuentran en su interior, en bloques deprimidos por fallas. A este último tipo pertenecen el Terciario más bajo de la Cuenca de Alustante-Piqueras, limitada por las fallas inversas de Anquela del Pedregal, la de - Alustante y falla normal del Sur de Sierra Menera. Macánicamente estos materiales terciarios van asociados a la - cobertera jurásico-cretácica.

- Cobertura postorogénica terciaria. Se reúnen en este grupo los materiales miocenos posteriores a la última discordancia y los mantos de materiales detríticos más recientes, tipo raña. La disposición de estos materiales es horizontal pero las formaciones mioceno-pliocenas de la Unidad terminal pueden estar afectadas por fallas normales de dirección NE-SO.

Los estilos estructurales no varían únicamente en la vertical para dar, en función del comportamiento mecánico, los niveles descritos, sino que lo hacen también en la horizontal. Las causas que definen estas variaciones horizontales son diversas: Distribución de estructuras de cada fase de deformación. Nivel estructural aflorante y, grado de participación del basamento. Según estos criterios se pueden distinguir las siguientes zonas:

- Zona de Interferencia con el Sistema Central. Corresponde a la parte noroccidental y está limitada por la familia de fallas normales, al norte; las fallas de Somolinos y Cincovillas al SO y la falla de Sigüenza al SE. Existen pliegues de dirección NO-SE, pero dominan los de dirección NE-SO, asociados a fallas de zócalo que separan bloques donde el Mesozoico es subtabular.
- Zona externa meridional. Se localiza al SO de los pliegues de Ocentejo y Armallones y en ella el mesozoico suavemente plegado es recubierto de manera discontinua por formaciones terciarias.
- Zona de Taravilla. Se articula por el SO con la zona anterior mediante el haz de pliegues de Ocentejo-Armallones y queda limitada al NE por la falla de Terzaga y las fallas de relleno de Alustante y del Tremedal. Abundan los pliegues cruzados de direcciones NE-SO y NO-SE así como la mayor parte de las estructuras (pliegues y cabalgamientos) de dirección NNO-SSE. Estas últimas llevan vergencia al Oeste coincidiendo con la de los pliegues NO-SE (Pliegues Ibéricos) en esta Zona. La falla de

Terzaga, que se manifiesta en superficie como una falla normal a lo largo de la cual ha intruido localmente el Keuper, es la expresión superficial de una importante - falla de zócalo antigua. El estilo tectónico de esta zona cambia hacia el SE donde aparecen los pliegues de fondo del Nevero y del Tremedal, vergentes hacia el - NE.

- Zona Central de Maranchón-Molina. Situada al NE de la falla de Terzaga, se caracteriza por un estilo variable de NO a SE donde se notan las influencias del zócalo. - En el área de Maranchón la cobertera presenta un estilo suave, tabular que hacia Molina se convierte en un estilo dominado por los pliegues de fondo vergentes al NE - en cuyo núcleo aparece el basamento hercínico. Desde el pliegue cabalgante de Anquela del Pedregal, de dirección NE-SO, hacia el SE se sitúa el bloque deprimido de Alustante-Piqueras, donde se alojan sedimentos terciarios.
- Zona fallada septentrional. Corresponde el límite entre la Pama Castellana de Cadena Celtibérica y la Depresión de Almazán. Se trata de una zona afectada por intensa - fracturación tensional, con fallas normales de dirección ONO-ESE que van hundiendo bloques hacia el Norte hasta quedar fosilizadas bajo los sedimentos miocenos.
- c) Depresión del Tajo. En el área estudiada entra únicamente su extremidad Norte (Hojas de Hiendelaencina y de Sigüenza). En ellas los materiales de las Unidades terciarias - T_1 y T_2 aparecen plegados con dirección NE-SO (Dirección Guadarrama) hasta ser cortadas por los cabalgamientos de dirección NO-SE (I. Ibérica). El terciario de la Unidad - terminal miocena recubre discordante estas estructuras.

- d) Depresión del Almazán. Únicamente entra en escasa proporción en el borde norte de la región estudiada. Corresponde a un área deprimida por la acción de las fallas normales de la Zona fallada Septentrional, donde se alojan sedimentos miocenos postorogénicos.

4.- LAS ETAPAS DE LA EVOLUCION TECTONICA

La estructura de la región es el resultado de la superposición de varias etapas tectónicas desarrolladas unas durante la evolución mesozoica del Aulacógeno Celtibérico, otras durante su compresión y acortamiento en el Terciario y otras, finalmente, en los tiempos posteriores al plegamiento. El análisis de la geometría, orientación y criterios de superposición tanto en macro como en microestructuras permite definir las diferentes etapas tectónicas y su cronología relativa. Los datos estratigráficos contenidos en las memorias de las Hojas han servido para situarlas en el tiempo si bien en este último aspecto aún quedan muchos problemas sin resolver, derivados de la dificultad que a veces existe en la correlación entre etapas tectónicas y discordancias.

A grandes rasgos se pueden reunir las diferentes etapas de movimientos en grupos, paralelizables con las fases del desarrollo del Aulacógeno Celtibérico, de la siguiente manera:

- Movimientos Pérmicos
- Movimientos intramesozoicos, (Neokiméricos y Austricos).
- Movimientos tectógenéticos o de plegamiento
- Movimientos distensivos postplegamiento

5.- LOS MOVIMIENTOS PÉRMICOS

La distribución de las formaciones Pérmicas está controlada por fallas del Zócalo hercínico, al menos en la Zona de interferencia de la Cadena Celtibérica y el Sistema Central. Los datos estratigráficos parecen indicar que las formaciones pérmicas se desarrollaron en un ambiente de actividad tectónica en la que predominaron movimientos verticales. Las estructuras claramente activas en el Pérmico son el Semigraben de Palmaces (Hoja de Hiendelaencina) y la falla de Somolinos. En el primero se alojan las Series de Palmaces y su falla límite oriental es fosilizado por el Trías. La falla de Somolinos separa un bloque norte deprimido, donde existe pérmico, de un bloque Sur levantado sin Pérmico. La falla de Bolchones (de dirección NE-SO) articula la falla de Somolinos con la de Cincovillas, al Sur de la cual se apoya el Trías directamente sobre el zócalo, sin Pérmico intermedio. Hacia el SE también existe un contraste entre la aparición de pérmicos sedimentarios en las áreas al Norte de la falla de Terzaga (Macizos de Santa María del Espino, Aragoncillo, Sierra Menera) y la ausencia de ellas al Sur (Macizos del Nevero y del Tremedal). Existe pues una gran línea compuesta por las fallas de Somolinos, Bolchones Cincovillas, Terzaga, Alustante y El Tremedal que separan un área deprimida y con pérmicos sedimentarios al Norte de otra elevada sin pérmicos o en todo caso preservados en fosas y semifosas, o representados únicamente por materiales volcánicos. Esta línea de fallas se reactivó varias veces durante el mesozoico y el terciario y su posición coincide con la denominada por ALVARO et al (1978) Línea Hespérica. Respecto a la fase tectónica que produjo esta falla podemos decir que afecta al pérmico inferior y es anterior al Bundtsandstein y probablemente al Pérmico Superior; por todo ello se puede considerar como la fase Saalica.

6.- LOS MOVIMIENTOS INTRAMESOZOICOS

6.1.- Introducción

Existen en la zona estudiada distintos tipos de evidencia que revelan movimientos tectónicos durante el Mesozoico. Los primeros son productos durante el período de subsidencia diferencial desarrollado durante la sedimentación del Buntsandstein y Muschelkalk en la etapa graben del Aulacógeno Celtibérico. El impacto más claro de estos movimientos es sobre la distribución de espesores que reflejan el movimiento diferencial de las fallas del basamento, principalmente las longitudinales a la Cadena, como el conjunto de fallas de la línea Hespérica, si bien no fallan las señales de movimiento en fallas transversales.

6.2.- Los movimientos neokimméricos y austríacos.

Es sin embargo en la parte final del Jurásico y en el Cretácico Inferior cuando los movimientos tectónicos intramesozoicos son más intensos y producen efectos de mayor alcance, no sólo por su repercusión en la sedimentación y distribución de formaciones sino también porque influyeron de manera decisiva en la manera en que reaccionarían las distintas Zonas durante las compresiones alpinas terciarias. Estos movimientos han sido señalados por todos los autores tanto para la Zona estudiada en este trabajo como para las regiones limítrofes.

Los hechos fundamentales que permiten aislar esta etapa de actividad tectónica son:

- Presencia de formaciones elásticas gruesas continentales de facies Wöald. Según las descripciones de las

memorias de las hojas 1/50.000 MAGNA, las formaciones conglomeráticas Wealdenses contienen principalmente clastos de rocas carbonatadas jurásicas y muy raramente clastos silíceos, lo que indica que en las áreas próximas a la Zona de estudio no llegó a aflorar el basamento.

- Las formaciones Weald se sitúan sobre diferentes series según los lugares. Así en el área de la Cuenca de Alustante-Piqueras se apoya el Weald sobre capas de Malm cuya formación más moderna es la de las calizas colíticas y oncolíticas del Kimmeriggiense. En el área de Sacecorbo se observa claramente una discordancia cartográfica pasando unas veces sobre el conjunto de margas y calizas bioclásticas (Pez y Parahona) y otras sobre las calizas y dolomías tabreadas de Cuevas Labradas.

- El Weald no se encuentra actualmente en toda la región sino únicamente en algunas áreas limitadas por fallas.

Es muy notorio cómo la Cuenca de Alustante es la falla de El Nevero la que limita por el Sur las formaciones Wealdenses. En Sacecorbo el Weald termina muy rápidamente por el Sur según una línea NO-SE coincidente con los pliegues de Ocentejo y Armallobones, muy probablemente como consecuencia de la acción de una falla de Zócalo.

- La formación Utrillas descansa sobre muy diferentes formaciones previas (fig. 3) sobre las que se extiende separada de ellas mediante clara discordancia cartográfica. Localmente, como en Madrigal (Hoja de Sigüenza) hay discordancias angulares.

Todos estos datos reflejan la acción de dos etapas en las que hubo movimientos verticales diferenciales muy activos. Una primera etapa es anterior o sincrónica -

con el Weald y da lugar a erosión y sedimentación. Por su edad puede hacerse equivalente a los movimientos neokiméricos. La segunda etapa es postWeald y pre-Utrillas y dió lugar a erosión que desmantela en muchos lugares todo el Weald depositado en la etapa anterior. Se trata de los movimientos austríacos.

El régimen tectónico en que se desarrollaron estos - movimientos plantea problemas geotécnicos importantes. Los autores que han estudiado la región o áreas limítrofes (Richter y Teichmüller, 1933; Riba, 1959; Riba y Ríos, 1960-62; Viallard, 1973; Meléndez Nevia, 1971) han supuesto por lo general un carácter comprensido - que generan pliegues suaves y movimientos verticales, durante la etapa neokimérica. Para los movimientos - austríacos o preUtrillas VIALLARD (1973) supone un régimen de movimientos verticales debidos a desplazamien - tos en fallas.

Por nuestra parte se han usado dos líneas de evidencia en el análisis de esta etapa tectónica:

- Análisis de la macroestructura
- Análisis microestructural

Se ha realizado a partir de los datos de las Hojas - 1/50.000 un mapa paleogeológico del substrato del - Utrillas (figura 3) y en él se pueden apreciar algunos hechos fundamentales:

- Se trata pues de una tectónica de bloques limitados por fallas que son antiguas fallas de Zócalo (pérmicas) reactivadas. Estos bloques sufrieron movimien-

tos verticales de tal manera que en los más levantados la erosión llegó a niveles más bajos, preservándose los términos más altos de la serie pre-Utrillas únicamente en los bloques más deprimidos. Las fallas a veces son netas y bien delineadas pero en ocasiones se manifiestan por dar lugar a variaciones complejas en la naturaleza del substrato de las Utrillas.

Las fallas que se reactivaron llevan principalmente en dirección NO-SE (fallas de Somolinos, Cincovillas, Ocentejo-Armallones, Terzaga y Alustante) pero hay también fallas de dirección general NE-SO, destacando la reactivación de la línea Hespérica con un descenso relativo del bloque situado al Norte. Los mayores bloques individualizados son los siguientes:

- Bloque elevado del Sistema Central
- Bloque hundido de Barahona Sigüenza
- Bloque hundido de Maranchón-Molina
- Bloque elevado Meridional
- Bloque elevado de Almazán
- Bloque de Taravilla
- Bloque hundido de Alustante
- Bloque elevado de las Sierras de Albarracín

El Weald sólo quedó preservado en el bloque de Alustante (el más deprimido del área estudiada) y en el bloque de Taravilla, que basculado al SO ocupa -

una posición intermedia entre el bloque levantado meridional y el bloque hundido de Maranchón-Molina.

Es difícil en esta tectónica de bloques separar el efecto debido a los movimientos neokiméricos del debido a los Austrícos; puesto que el Weald parece haber desaparecido por erosión en algunos puntos es probable que una parte importante del movimiento sea post-Weald (Austríco).

Una tectónica de bloques limitados por fallas con desplazamientos relativos en la vertical y formación de monoclinales de revestimiento sugiere un régimen geotectónico tensional para estas etapas de actividad tectónica. Los datos microestructurales parece que apoyan esta idea. Así en algunos puntos se han localizado en la formación de Cuevas Labradas (Sinemuriense-Carixiense) abundantes juntas estilóticas estratiformes asociadas a grietas rellenas por calcita, todo ello anterior a las microestructuras de las primeras fases compresivas alpinas. En las figuras 4 y 5 se puede ver el aspecto de estas microestructuras y su orientación en una estación situada al Sur de Barahona (Estación nº 4 de la figura). Siguiendo el modelo de Arthand y Mattaner (1972) estas estructuras se pueden interpretar como generadas durante una distensión intramesozoica según la dirección ENE-OSO (figura 5).

Proponemos como hipótesis la correlación entre la distensión que generó estos estilolitos y grietas y la tectónica en la vertical neokimmerica y austrica. Es cierto que un régimen distensivo se dió ya previamente durante el jurásico (ALVARO et al, 1978) pero parece más lógico con los datos disponi

bles asociar las microestructuras descritas con un episodio más corto e intenso, capaz de producir una discontinuidad mayor en la evolución geotectónica.

Unicamente la presencia de pliegues N-S como los descritos por VILLENA (1971) en la Hoja de Molina de Aragón resultan difíciles de encajar en el esquema propuesto. Según dicho autor pudieron formarse como resultado de una compresión local ligada a movimiento de tipo desgarre en las fallas del Zócalo hercínico durante los movimientos neokiméricos. En tanto no existan nuevos datos estructurales el problema no puede resolverse.

En resumen y como conclusión puede afirmarse la presencia de dos fases de actividad tectónica, una al final del Jurásico y otra en el Aptiense y Albienense; estas etapas dieron lugar a una tectónica de bloques con movimiento vertical seguida por erosión en los elevados y preservación de series e incluso sedimentación en los deprimidos. Probablemente en relación con estos movimientos tectónicos se generaron microestructuras (estilolitas y grietas) que sugieren un régimen distensivo según una dirección ENE-OSO.

7.- LOS MOVIMIENTOS TECTOGENETICOS ALPINOS

7.1.- La macroestructura

La estructuración principal de la zona estudiada se realizó durante el Terciario y bajo régimen compresivo. En el apartado 3 se han mencionado los diferentes niveles estructurales y zonas tectónicas desarrolladas durante esta etapa compresiva. Un análisis más detallado de la macroestructura revela la existencia de un diseño de estructuras cruzadas, con figuras de interferencias visibles en varios puntos. En base a las directrices, las vergencias y algunos rasgos geométricos que definen el estilo, se pueden diferenciar tres grupos o familias de macroestructuras.

- Estructuras NO-SE, longitudinales a la cadena (Directrices Ibéricas). Las vergencias son al SW en el borde suroccidental del área estudiada (figura 2) y el NE en el resto de la región, sirviendo aproximadamente de divisoria de vergencias la Línea Hespérica (Divisoria Hespérica de STILLE, 1931). Algunas de las estructuras de fondo de esta dirección son debidas a reactivación de antiguas fallas de Zócalo pero otras son de nueva creación durante el plegamiento Alpino, como ocurre con las fallas de Aragoncillo y de Torre mocha del Pinar, todas ellas limitando los macizos Paleozoicos desarrollados en el bloque de Maranchón-Molina.
- Estructuras NE-SO, cruzadas respecto a la Cadena (Directriz Guadarrama. Son menos abundantes que las anteriores y su vergencia es siempre SE, Las estructuras principales de esta dirección están siempre determinadas por fallas de Zócalo antiguas, destacando las que definen la prolongación del Sistema Central en la Zona de interferencia en la Cadena Ibérica.

- Estructura NNO-SSE, ligeramente oblicuas a la Cadena. Son las menos numerosas pero se separan claramente de las estructuras Ibéricas principales por su vergencia contrastada, siempre hacia el OSO. No se han medido - acortamientos de una manera cuantitativa pero el estilo de las estructuras de cada familia permite hacerse una idea al respecto. Las estructuras cabalgantes de dirección NO-SE son a veces muy tendidas indicando fuerte - acortamiento afectando a Zócalo y Cobertera. El estilo de algunos haces de pliegues y fallas permiten de - tectar algunas Zonas desplegadas importantes.

Las estructuras NNO-SSE afectan tanto a la cobertera como al Zócalo, indicando también fuerte acortamiento. Las relaciones entre el cabalgamiento de Torremocha del Pinar, perteneciente a la familia NO-SE y el despegue de Tierzo VILLENA (1968) perteneciente a la familia - NNO-SSE y por ello de vergencia contraria permiten asegurar que las estructuras NNO-SSE son posteriores a - las NO-SE. En efecto el despegue de Tierzo, de dirección de deslizamiento de NNE-SSO deducido a partir de e estrías, dobla el plano del cabalgamiento hasta cambiar su sentido de buzamiento a la vez que desprende un bloque paleozoico de su frente (VILLENA, 1971)

Las estructuras cruzadas NE-SO van asociadas a fallas inversas de gran ángulo de Zócalo indicando un acortamiento algo menor aunque sensible en toda la región - a pesar de una cierta discontinuidad en su repartición impuesta por la distribución previa de las fallas heredadas en el Zócalo. Las figuras de interferencia entre estos pliegues y las NO-SE se pueden interpretar como indicativas de edad más antigua para las NE-SO (Hoja de Sigüenza, Hoja de Zaorejas) pero otras interpretaciones son posibles.

La presencia de tres discordancias, en las series terciarias (DIAZ MOLINA, 1974), son un argumento a favor de la existencia de tres fases de deformación terciaria a las que podrían asociarse las tres familias de macroestructuras. Este modelo se encuentra ya en GOMEZ y BABIN (1973) y ALVARO (1975) y se ha seguido también en las Hojas MAGNA de la región. Los datos microestructurales permiten también llegar a un esquema de este tipo si bien algo más complejo.

7.2.- Las microestructuras

Para apoyar en una base cuantitativa la interpretación de la tectónica alpina se ha procedido al análisis de las microestructuras principales detectadas en el área, fundamentalmente juntas estilolíticas y grietas de tracción rellenas de calcita, utilizando para ello el método contenido en los trabajos de ARTHAUD MATTANER (1969; 1972) y ARTHAUD y CHOVKRONE (1972). Se han tomado medidas de orientación de las columnas estilolíticas y de las grietas, en estaciones situadas en la región a las que se han añadido otras cuyos datos han sido cedidos amablemente por M. Alvaro. El tratamiento estadístico de las medidas de columnas estilolíticas han permitido obtener las directrices de acortamiento (Z) de la región y las grietas las direcciones de alargamiento (X). Las figuras 6 y 7 son diagramas de frecuencia de las medidas de columnas estilolíticas en la Zona estudiada y en ellos puede observarse como se concentran según tres direcciones principales, próximas a NO-SE, NE-SO y ENE-OSO, pudiendo añadirse una cuarta próxima al NS. Esto demuestra que la región ha sufrido acortamiento según estas direcciones, acortamientos que son los responsables del plegamiento y cabalgamiento de los materiales mesozoicos; en algún caso, como por ejemplo en el pliegue de Anquela del Pedregal (Hoja de El Fobo de Dueñas), la relación entre estilolitización y plegamiento está claramente demostrada. En algunas estaciones sólo

se encuentra una familia de estilolitos correspondiente a una de las direcciones de compresión; en otras estaciones hay dos o tres familias de orientación distinta. Las figuras 8 son ejemplos de datos tomados de cuatro estaciones, representadas en proyección estereográfica. En la figura 9 se reúnen los resultados de las 37 estaciones tomadas en toda la región estudiada, representando los sectores en negro las áreas de dispersión de los picos estilolíticos. En dicha figura queda evidenciado que las compresiones deducidas a partir de las figuras 6 y 7 afectaron a toda la región y no son fenómenos locales. Según ALVARO, CAPOTE y VEGAS (1978) estas compresiones fueron transmitidas al interior de la Península desde los bordes activos de Iberia (Zona móvil del Pirineo y Zona móvil Bético-Balear). Las relaciones de superposición entre juntas estilolíticas observadas en diferentes afloramientos permiten obtener la cronología relativa entre las diversas etapas compresivas. Para el conjunto de la región se ha obtenido la siguiente secuencia:

- 1°) Compresión de dirección NO-SE, Genera los primeros estilolitos transversos a estratificación y los primeros pliegues cruzados respecto a la Cadena.
- 2°) Compresión de dirección NE-SO. Es la compresión principal, responsable de las estructuras de dirección Ibérica. Estos pliegues deforman las estructuras anteriores dando lugar a los diseños de superposición visibles en la Hoja de Sigüenza.
- 3°) Compresión ENE-OSO. Da juntas estilolíticas que cortan siempre a las anteriores. Las macroestructuras asociadas son las de dirección NNO-SSE, retrovergentes respecto a las de la compresión principal.
- 4°) Compresión casi N-S que varía a lo largo del tiempo a NE-SO. Esta variación en el tiempo es visible en algunas estaciones (N° 27 y 35 de la figura 9) a partir de juntas estilolíticas. Su situación cronológica

se obtiene en las estaciones de la Hoja de Barahona y en las de El Fobo y Checa, siguiendo estas últimas donde se manifiesta con más claridad.

En este esquema se añade una última etapa compresiva a la sucesión de tres fases de acortamiento y plegamiento propuesto por GOMEZ Y BABIN (1973) y ALVARO (1975) para las regiones de Valencia y Sigüenza.

La relación entre estas cuatro fases compresivas y las discordancias encontradas en las series Terciarias DIAZ MOLINA (1974) no está definitivamente establecida si bien se puede a modo de hipótesis, seguir el modelo propuesto por otros autores:

1ª Fase de plegamiento. Compresión NO-SE y estructuras cruzadas NE-SO vergentes al SE. Responsable de la discordancia incluida dentro de la unidad "Terciaria" T-1 y por lo tanto de edad intraeocena.

2ª Fase de plegamiento. Compresión principal NE-SO y estructuras longitudinales Ibéricas NO-SE vergentes al NE - en la mayor parte del área estudiada, al SO en el borde euroccidental de la Cadena. Discordancia entre T-1 y T-2, edad intraoligocena (intraverniense). Fase Castellana - PEREZ GONZALEZ et al, 1971).

3ª Fase de plegamiento. Compresión ENE-OSO, estructuras NNO-SSE vergentes al SO. Plegamiento importante de la zona externa suroccidental de la Cadena (Sierra de Altomira, etc.). Discordancia entre T-2 y T-3 (Fase Neocastellana AGUIRRE et al, 1976) de edad intramiocena entre el Age niense y el Aragoniense.

4ª Compresión NO-SE, estructuras cruzadas NE-SO en la zona de cruce con el Sistema Central y en las Hojas de -

El Pobo y Checa. Gira en el tiempo de NS a NO-SE y su edad es muy próxima a la anterior sin poder precisarse más pero siempre anterior al Aragoniense.

8.- MOVIMIENTOS DISTENSIVOS POSTERIORES AL PLEGAMIENTO

En todo el área investigada se dan con profusión las fallas normales posteriores al plegamiento, distribuidas en dos familias de diferente dirección, una NO-SE y otra NNE-SSO. Estas dos familias de fallas gravitacionales se desarrollaron en régimen distensivo durante dos etapas que siguen el esquema propuesto por VIALARD (1973) para regiones próximas.

Las fallas longitudinales, NO-SE, parecen corresponder a una primera fase distensiva y dió lugar a importantes movimientos verticales (hundimiento final de la Depresión de Almazán, elevación de la Sierra Menera, etc). Estas fallas están fosilizadas por los sedimentos miocenos de la Depresión de Almazán (Hojas de Atienza y Maranchón T-3 por lo que su actividad puede datarse como intramiocena).

Según VIALARD (1973) esta distensión se sitúa en el Mioceno pre-Vindoboniense superior. Posteriores a estas fallas son las de dirección NNE-SSO, las cuales determinan pequeñas fosas donde en ocasiones se preserva el Cretácico (Hojas de El Pobo y Checa). A nivel de microestructuras con estas fallas se relacionan juntas estilolíticas de pico subvertical y grietas con calcita cuyo eje de alargamiento X lleva una dirección de $100-110^\circ$ (figura 10). En la región su edad es difícil de establecer pues el único dato seguro es que al ser fosilizadas por las rañas (Hoja de El Pobo de Dueñas) son anteriores al Villafranquiense. Sin embargo su relación con la distensión que dió lugar a la fosa de Teruel y al campo de fallas normales del Maestrazgo (CANEROT, 1944) permite situar su formación entre el final del Mioceno y el Plioceno terminal (VIALARD, 1973). Se trata pues de una distensión regional muy importante ligada a la creación de la Cuenca Valenciana (ALVARO et al 1978) iniciada para esta última región en el Mioceno inferior y prolongada hasta el Plioceno. Si la primera distensión de fallas longitudinales a la Cadena, se puede relacionar con la relajación de esfuerzos después del plegamiento compresivo (VIALARD 1973), esta segunda es un fenómeno superpuesto e independiente del desarrollo anterior de Cadena Ibérica.

9.- CONCLUSION

La evolución tectónica de la región investigada es larga y compleja pero se ajusta perfectamente al modelo general propuesto por ALVARO et al (1973), en el que se considera que entra a formar parte de un eulacógeno posteriormente comprimido y deformado. De gran influencia en toda la evolución tectónica alpina es la fracturación del Zócalo Hercínico ocurrido durante el Pérmico. En estos tiempos no se encuentra individualizada la Cuenca Ibérica pero es cuando se forman las fallas activas durante el Mesozoico y la mayor parte de las que actuaron durante los plegamientos Terciarios. En los movimientos neokimmericos y austricos, finijurásicos y eocretácico, estas fallas controlan el movimiento diferencial de los bloques individualizados a partir del mapa paleogeológico de la base del Utrillas.

Los plegamientos alpinos se realizaron en varias fases de acortamiento separadas en el tiempo y relacionadas con compresiones de diversa dirección transmitidas a esta Zona interior de la Península desde los márgenes alpinos activos.

Dos etapas distensivas, una primera relacionada con el cese de las compresiones y otra posterior superpuesta sobre la estructura regional completan la evolución tectónica de la región. No se han tomado datos que permitan aportar luz a la actividad tectónica más reciente, pliocuaternaria.