

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

INFORMES COMPLEMENTARIOS
DE LA HOJA 623.(12-25)

MALPARTIDA DE PLASENCIA

INDICE

0. INTRODUCCION

1. INFORME TECTONICO

1.1. Introducción

1.2. Generalidades

1.3. Estructuras prehercénicas

1.4. Estructuras hercénicas

1.4.1. Pliegues

1.4.1.1. Pliegues de la primera fase hercénica

1.4.1.2. Pliegues tardihercénicos

1.4.2. Esquistosidades

1.4.2.1. Esquistosidades de la primera fase hercénica

1.4.2.2. Esquistosidades tardihercénicas

1.4.3. Lineaciones

1.4.3.1. Lineaciones de primera fase hercénica

1.4.3.2. Lineaciones tardihercénicas

1.4.4. Fracturas

2. INFORME ESTRATIGRAFICO

2.1. Introducción

2.2. Precámbrico sup. (Complejo Esquisto Grauváquico)

2.2.1. Generalidades

2.2.2. Paleontología

2.2.2.1. Introducción

2.2.2.2. Descripción de las muestras

2.2.2.3. Bioestratigrafía y paleoecología

2.3. Paleozoico

2.3.1. Características generales de las diferentes unidades cartográficas.

2.3.2. Niveles faunísticos de interés

2.4. Terciario

2.4.1. Cuenca de Moraleja

2.4.2. Cuenca de Coria

2.4.3. Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio

2.4.4. Cuenca del Río Tietar

2.4.5. Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

3. INFORME GEOQUÍMICO

4. HISTORIA GEOLOGICA

5. MAPA DE SITUACIÓN DE MUESTRAS

0. INTRODUCCION

Se expone en este informe una síntesis tectónica, estratigráfica, geoquímica y paleontológica de la Hoja de Malpartida de Plasencia, que en algún caso se completará, con el fin de conseguir una visión de conjunto, con datos de otras hojas limítrofes o próximas.

Los resultados detallados y completos de todos los estudios de muestras realizados quedan descritos en las fichas de control correspondientes. Dichos estudios han sido realizados por los siguientes especialistas:

Sedimentología y petrología metamórfica: RODRIGUEZ ALONSO, M^a D. del departamento de Petrología de la U. de Salamanca.

Petrología ígnea: UGIDOS MEANA, J. M^a., del departamento de Petrología de la U. de Salamanca.

Geoquímica: BEA, F., del departamento de Petrología de la U. de Salamanca.

Macropaleontología paleozoica: RABANO, I.; GUTIERREZ, J.C. y PRIETO, M. del departamento de Paleontología de la U. Complutense de Madrid.

Macro y micropaleontología anteordovícica: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. del Dep. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.

Rayos X: BRELL, J.M. del Departamento de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.

Minerales pesados: RINCON, R. del Departamento de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.

1. INFORME TECTONICO

1.1. Introducción

Este informe, intenta reflejar los aspectos estructurales más significativos dentro del ámbito de la Hoja de Malpartida de Plasencia. Ahora bien, ya que dichos aspectos son extrapolables a una serie de hojas ya realizadas por INTECSA en la misma zona, y debido a que algunos datos de tipo puntual no se han puesto de manifiesto en la presente Hoja, creemos oportuno tratar este apartado de una forma global. El área estudiada y su distribución en hojas geológicas queda reflejada en las figuras 1 y 2.

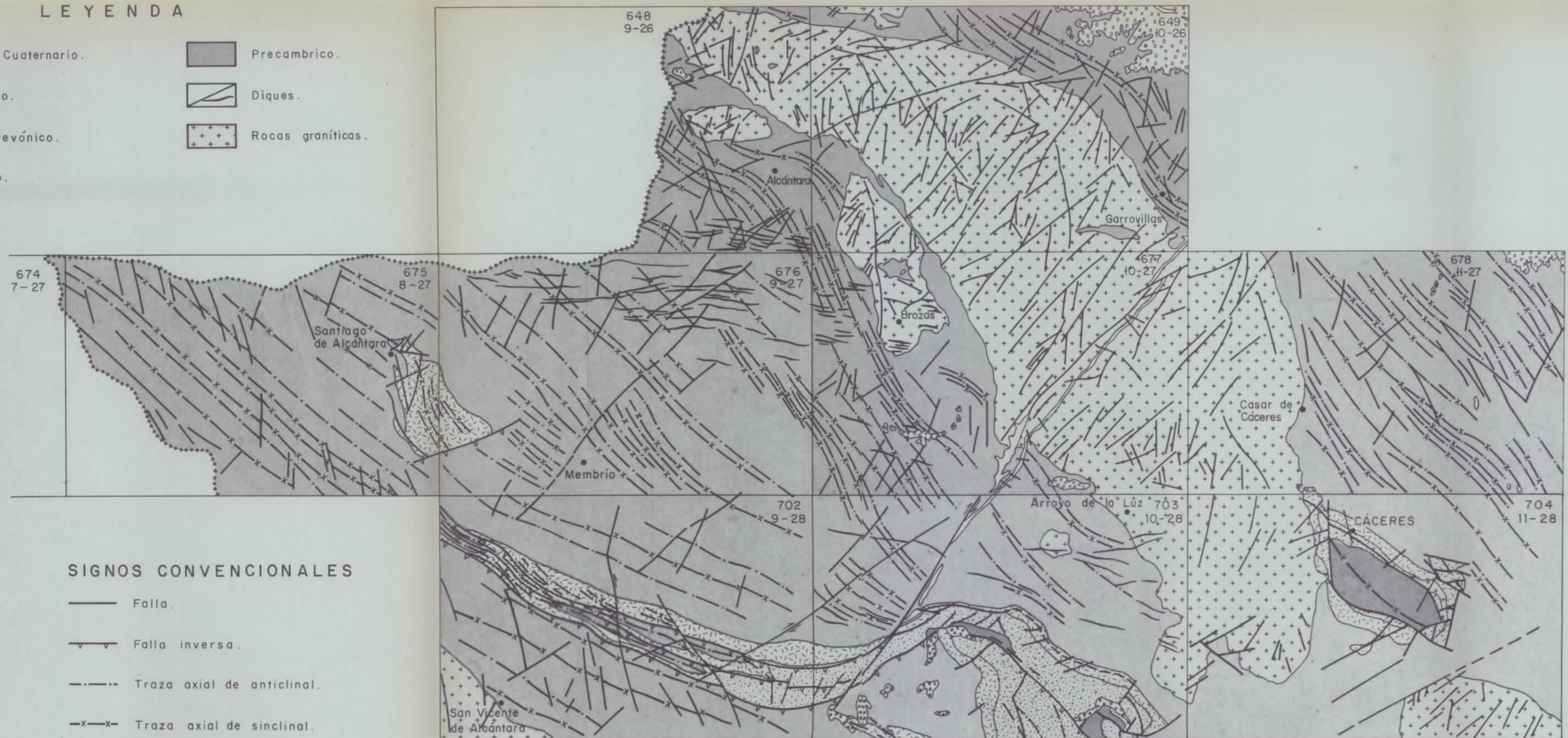
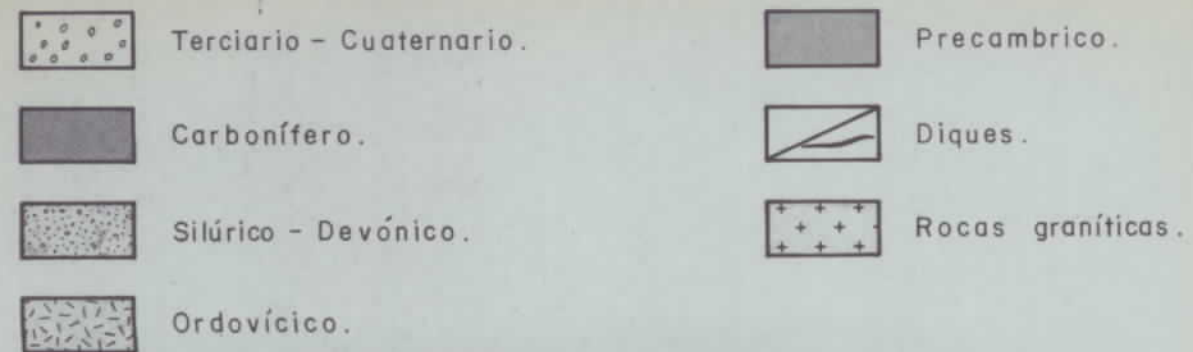
1.2. Generalidades

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercílica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

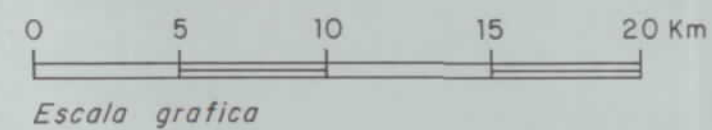
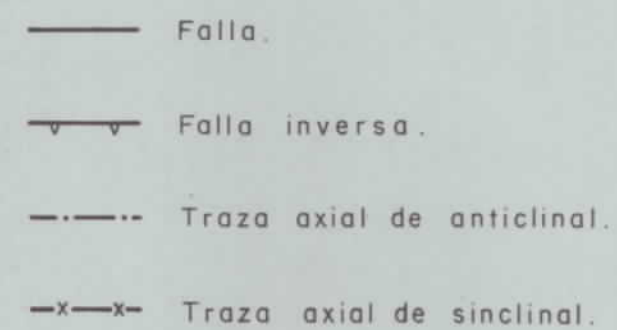
La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que destaca el Sinclinorio de la Sierra de Cañaveral, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas.

LEYENDA



SIGNOS CONVENCIONALES



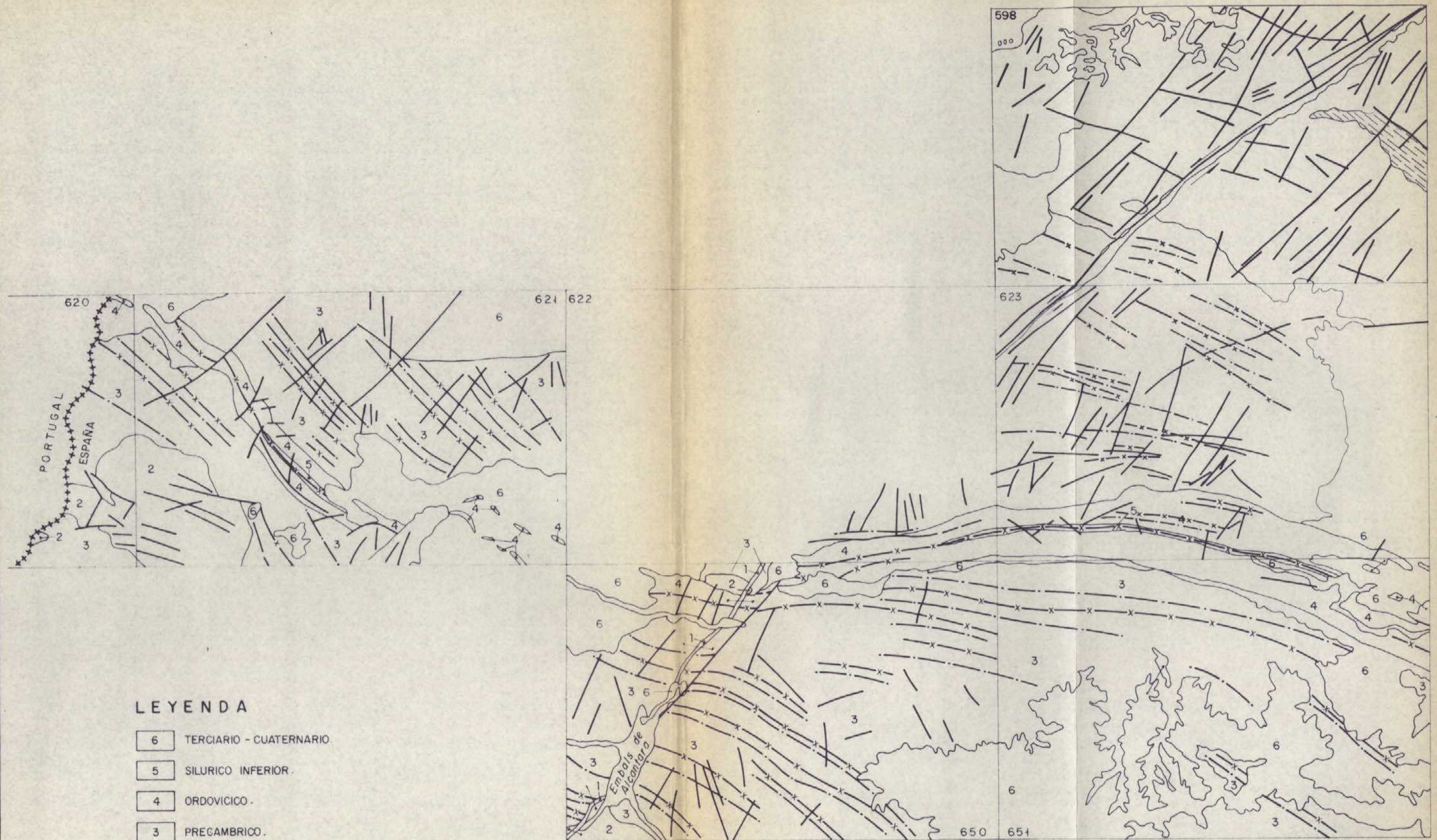


FIGURA nº 2

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Con posterioridad tienen lugar, dos fases de deformación tardihercínica, sin orden conológico establecido, pero en donde destaca una de ellas como la principal (N30-50E) al originar una esquistosidad de crenulación subvertical que no lleva asociada ningún tipo de macroestructura.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeño desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 km. y que cruza la Hoja por el ángulo NO.

1.3. Estructuras prehercínicas (Fase Sárdica)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fué efectuado por OEN ING SOEN (1.970) en Portugal, concretamente al Norte y Sur del Sinclinar de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja nº 9-28 (S. Vicente de Alcántara), (MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. 1.978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (km 21,2 de c.c. Alburquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S., y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S_1) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También y dentro del ámbito de la Hoja nº 9-27 (Membrío) (BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. 1.980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcantara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo "Mullions", de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase (S_1) de dirección N 154 E con un buzamiento de 65° N que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1.970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzaban entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos esta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limitrófe con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M^a D. (1.982), en su tesis doctoral.

Por ello y aunque no hemos localizado ningún pliegue de estas características en la superficie precámbrica estudiada, consideramos que estos materiales también han debido ser afectados por esta fase de plegamiento.

1.4. Estructuras Hercínicas

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un periodo erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en toda la Hoja.

1.4.1. Pliegues

1.4.1.1. Pliegues de la primera fase Hercínica

Todos los pliegues vistos deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características:

a) Dominio precámbrico

En el Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S_0) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSAY (1.967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a

lo largo de toda la zona, correspondiendo su estilo al de pliegues similares, simétricos y asimétricos con flancos bastante apretados y buzamientos generalizados superiores a los 70°. Los planos axiales son subverticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N80°E y N120°E.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliques que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños Kink-Bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos, todo ello como consecuencia del efecto de la primera fase de deformación hercínica.

b) Dominio paleozoico

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 km y 2,5 km y la longitud de onda entre 1,5 km y 4 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forma en su conjunto un gran sinclinorio con vergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales subhorizontales.

- Pliegues de dirección N 10-35° E

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm. de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm. de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

1.4.2. Esquistosidades

1.4.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al eje axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G., en tanto que en los materiales paleozoicos su representación es menor y llega a estar ausente en algunos puntos.

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercílica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senestras N 40 -50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas nº 10-25, 11-25, 12-25, y 11-26).

1.4.1.2. Pliegues tardihercínicos

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardihercínicos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y solo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

Se han localizado dos plegamientos diferentes, que, sin orden cronológico, responde a las siguientes características:

- Pliegues de dirección N 100-120 E

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues no obstante se ha podido observar que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzcan hacia el Norte que los que buzcan hacia el Sur).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzcan al N o al S de 0 a 15°, y que su tamaño varía de 10 cm. a 1 m.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo S_1 nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, servirá de unico criterio para determinar en una serie monoclinal plegada, el techo y el muro en cada punto.

En cada una de las Hojas E 1/50.000 de la figura nº 1, se han realizado, sobre una falsilla Schmidt el conteaje de polos de (S_1) obteniéndose para cada una de ellas, los siguientes resultados:

- Hoja nº 9-25 Zarza la Mayor

Contaje de 21 polos de S_1 : dirección N 115º E y buzamiento subvertical hacia el SE. También se observa otra dirección preferente de segundo orden, con dirección N 124º E y buzamientos subverticales hacia el SE.

- Hoja nº 10-25 Coria

Contaje de 101 polos de S_1 : dirección N 142º E y buzamientos subverticales al N y al S.

- Hoja nº 11-26 Cañaveral

Contaje de 154 polos de S_1 : dirección N 115º E y buzamientos subverticales hacia el SE.

- Hoja nº 12-26 Serradilla

Contaje de 108 polos de S_1 : dirección N 134º y buzamientos de 80º S.

- Hoja nº 12-25. Malpartida de Plasencia

Contaje de 184 polos de S_1 : dirección N 121º E y buzamiento 86º N.

- Hoja nº 12-24 Plasencia

Contaje de 31 polos de S_1 : direcciones N 125° y M 115° E con buzamientos de 86° N.

Como se puede observar en toda la zona estudiada las variaciones que presentan la esquistosidad (S_1), son escasas. La dirección general varía de N 115° E a N 142° E con buzamientos subverticales tanto hacia el N como al S.

1.4.2.2. Esquistosidad Tardihercínica

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que solo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó en el apartado 1.4.1.2.

Se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de visu en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras.

Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos a los pliegues de plano axial N $10-35^\circ$ E. Por el contrario en los distintos afloramientos en donde están presentes los pliegues de plano axial N $100-120^\circ$ E no hemos visto que lleve asociado ningún tipo de esquistosidad.

1.4.3. Lineaciones

1.4.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) Lineaciones de intersección (L_1)

La intersección de los planos de esquistosidad (S_1) y la estratificación (S_0) origina una lineación (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

En cada una de las Hojas de la figura nº 1 se han realizado sobre una falsilla Schmidt, el contaje de polos de (L_1), con buzamientos menores de 90° , obteniéndose para cada una de ellas los siguientes resultados:

- Hoja nº 9-25 Zarza la Mayor

Contaje de 19 polos de L_1 : dirección N 132° E y buzamiento de 27° hacia el SE.

- Hoja nº 10-25 Coria

Contaje de 100 polos de L_1 : dirección N 138° E con buzamientos de 23° y 32° al S.

- Hoja nº 11-26 Cañaveral

Contaje de 158 polos de L_1 : dirección N 130° y buzamiento 38° N. Un segundo máximo aparece con dirección N 158° E y buzamiento 19° N.

- Hoja nº 12-26 Serradilla

Contaje de 90 polos de (L_1): dos máximos de direcciones N 135º E y N 145º E con buzamientos de 38º N y 28º N respectivamente.

- Hoja nº 12-24 Plasencia

Contaje de 36 polos de L_1 : dos máximos de direcciones N 121º E y N 126º E con buzamientos de 40º y 34º N, respectivamente.

- Hoja 12-25 Plasencia

Contaje de 167 polos de L_1 : máximo de N 123º E y con buzamiento de 70-72º al N.

Como se puede observar, para esta amplia zona, los máximos de dirección preferente se sitúan entre N 132º E y N 158º E con buzamientos comprendidos entre 23 y 78º N.

1.4.3.2. Lineaciones tardihercínicas

No se ha localizado ningún tipo de lineaciones relacionadas con las distintas deformaciones tardihercínicas en el área de estudio, tanto en la presente Hoja de Malpartida de Plasencia como en las limítrofes.

1.4.4. Fracturas

Se distinguen dos tipos a escala regional que también están representados dentro del marco de la presente Hoja:

- Paralelas a las estructuras

Esta familia esta bien definida tanto en los materiales paleozoicos como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 80º E y N 120º E, es decir subparalelas a los pliegues lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores ya que, los cortan oblicuamente en muchos casos.

La existencia de estrias a escala regional en diversos puntos, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Del estudio de algunas fracturas de este tipo dentro de la Sierra de S. Pedro (Hoja nº 10-23, Arroyo de la Luz) se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1.970) en el Norte de Portugal, es decir, debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido actuar en varias ocasiones dando como resultado final movimientos en tijera.

- Oblicuas a las estructuras

Toda la región se encuentra surcada por fracturas de este tipo que son claramente posteriores a las descritas anteriormente. Se originan por esfuerzos tardihercánicos y sus direcciones más importantes se pueden incluir dentro de los sistemas siguientes:

1. Dirección N 15º-50º E

Constituye a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla de Alentejo-Plasencia. Esta fractura tiene un recorrido de más de 400 kms. de longitud y corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal de 3 km. Atraviesa la Hoja por el ángulo NO con una dirección N 50º E.

Estas fallas son causantes de la inflexión que presentan todas las estructuras, tal como se puede observar en las medidas de S_0 , S_1 y L_1 existentes en sus proximidades.

Este sistema en áreas graníticas situadas al N y al SO suele llevar asociados diques de cuarzo que en algunos casos presentan mineralizaciones de volframio.

2. Dirección N 10°-60° E

Corresponde a un sistema de fracturas de segundo o tercer orden con ligero desplazamiento horizontal que va asociado con el de dirección N 15°-50° E ya descrito, aunque su principal componente es vertical y su movimiento dextro.

3.- Dirección N 120°-140° E

Tienen escasa representación, tanto en el dominio paleozoico como en el C.E.G. En general se caracterizan por tener una clara componente vertical y los consideramos conjugados con alguno de los sistemas anteriores.

4. Dirección N 100° - 120° E

Aparecen sobre todo en las áreas graníticas de la zona de Zarza la Mayor-Ceclavin. Se trata de fracturas de desgarre que en horizontal alcanzan un desplazamiento máximo de 1,5 km. y que llevan asociado un ligero movimiento vertical inverso. A éstas van ligadas los diques diabásicos existentes en este batolito.

Como se puede observar en la cartografía, los diques de cuarzo de dirección N 35-45° E aparecen cortados por este tipo de fracturas lo que nos indicaría que este último sistema es posterior al ya descrito.

2. INFORME ESTRATIGRAFICO

2.1. Introducción

En este informe se expone, principalmente, una correlación general de las formaciones paleozoicas en las 16 hojas geológicas realizadas por INTECSA durante los años 1978 y 1.980-1983. (Figura 3).

Aparte se exponen las características de las diferentes cuencas neógenas que existen en el área noroccidental de la provincia de Cáceres, dentro de la zona estudiada por INTECSA para el Plan MAGNA.

Por lo que se refiere a los sedimentos anteordovícicos (Complejo Esquisto Grauváquico) únicamente se presenta de forma esquemática un intento de correlación con áreas próximas y en base a datos de diferentes autores, y una somera exposición de las litologías dominantes y de su ambiente de deposición.

2.2. Precámbrico superior

2.2.1. Generalidades

Se denomina Complejo Esquisto Grauváquico a una potente serie sedimentaria de edad Precámbrico superior con características turbidíticas.

En síntesis, está constituida en términos pelíticos y samíticos que generalmente se disponen de forma alternante y que intercalan, de forma muy esporádica, niveles de conglomerados y/o microconglomerados y cuarcitas.

En general, se puede establecer, que el Complejo Esquisto Grauváquico en el área estudiada presenta una gran monotonía sedimentaria y, en muchos casos, las variaciones que parecen detectarse en la sedimentación se deben más bien a las condiciones de observación de los afloramientos que a diferencias realmente probadas.

Los términos areniscosos (grauvacas) se disponen en niveles con potencias no superiores al metro, siendo los más frecuentes 0,30-0,50 cm. aunque no están ausentes las láminas.

Estas grauvacas, que suelen ofrecer tonalidades gris-verdosas, presentan un tamaño de grano de tipo medio siendo frecuentes también las granulometrías más finas y más gruesas, estas últimas en cambio lateral de facies a microconglomerados.

Los términos más pelíticos se disponen, en general, en paquetes análogos a los grauváquicos, aunque es más frecuente su presencia en láminas intercaladas entre las grauvacas o microconglomerados. No obstante, existen zonas donde forman paquetes de gran monotonía sedimentaria.

Las condiciones de sedimentación de esta potente serie sedimentaria pueden resumirse en los siguientes puntos:

- En síntesis, el tipo de sedimentación alternante unido a la existencia de laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras y, en el techo de algún banco, ripples de crestas rectas o lingoides, hacen pensar en facies pertenecientes al tipo B de Mutti y Ricci Lucchi (1975) y probablemente del tipo B2.
- En algunos niveles de conglomerados, siempre de características lenticulares, se observan gradaciones positivas hasta el tamaño arena y la presencia de superficies erosivas internas separando bancos. Por estas características pensamos que deben pertenecer al tipo A₁ de Mutti y Ricci Lucchi (1975).

- En general, en cualquier corte fresco pueden observarse secuencias incompletas de Bouma, siendo en el río Alagón, dentro de la Hoja de Coria, donde se han podido ver con más detenimiento y donde se han distinguido, como más frecuentes, secuencias T_{b-d} y T_{c-1} en grauvacas verdosas.
- Son frecuentes los niveles conglomeráticos y/o cuarcíticos que, en general y a escala regional, se sitúan al techo de la serie.

Por todo lo expuesto se puede apuntar que el ambiente de sedimentación de estos depósitos sería marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas que se pueden relacionar con abanicos aluviales, que evolucionan a ambientes de plataforma somera, como queda probado por la existencia de niveles conglomeráticos y cuarcíticos.

Con el fin de situar estratigráficamente los sedimentos del C.E.G. se han tenido en cuenta diversos trabajos existentes en las áreas circundantes a la zona que nos ocupa. De todos ellos hemos elegido los que seguidamente se exponen, al ser los más recientes e incluir en ellos los trabajos anteriores (Figura 3).

Las correlaciones de estos para la zona Sur, se encuentran en las Hojas Geológicas nº 762, 727, 750 y 750 E/50.000 realizadas por SANTOS, J.A. y CASAS, J. (1978-79), en donde se describen materiales que atribuyen al Precámbrico sup. formados por pizarras y cuarcitas negras (Serie negra) sobre los que aparecen en discordancia conglomerados de naturaleza silíceas en paso gradual a niveles arcósicos sobre los que aparecen pizarras, esquistos y grauvacas. (Columna I).

Es en la parte E donde MORENO, F. (1977) expone, en su tesis doctoral referida al anticlinal de Valdelacasa y Valle de Alcudia, la existencia de tramos carbonatados dentro del Precámbrico sup. y Cámbrico. Este tipo de facies unidas a la existencia de olistostromas, paraconglomerados y slump-sheets, confirman para este autor, la existencia de un medio de sedimentación más somero, en tanto que las series rítmicas (turbidíticas) de pelitas y grauvacas corresponderían a niveles más profundos dentro de la cuenca (Columna II).

RODRIGUEZ ALONSO, M^a D. (1982), en la zona N, separa en el C.E.G. tres tramos bien definidos que corresponden a: Tramo Inferior (esquistos, grauvacas y conglomerados); Tramo Medio (pizarras negras carbonosas) y Tramo Superior (calizas colapsadas, brechas de Pastores y conglomerados), todos ellos pertenecientes al Precámbrico superior (Columna III).

Finalmente, y como continuación del trabajo anterior hacia Salamanca, DIEZ BALDA, M.A. (1982) estudia los materiales del C.E.G. definiendo dos formaciones a nivel cartográfico: Aldeatejada, la superior y Monterrubio, la inferior (Columna IV).

2.2.2. Paleontología

2.2.2.1. Introducción

El objetivo de este informe se centra en la datación paleontológica de una gran parte de los terrenos que afloran en esta hoja y que se han venido denominando como Complejo Esquisto Grauváquico.

Dada la especial constitución geológica de estos materiales, referida a su composición y a la deformación que presentan, no puede ser objetivo a plantear en este trabajo, el conocimiento de su serie estratigráfica, ni la datación precisa de cada una de las unidades que los integran, lo cual sería más propio de un trabajo más largo y con otros intereses prioritarios.

Durante la investigación se ha seguido la pauta de visitar los mejores afloramientos sugeridos por el equipo de campo para a partir de ello realizar un doble muestreo (paleoicnológico y palinológico) de cuyos resultados hablaremos en el capítulo correspondiente. Con el muestreo paleoicnológico se ha pretendido investigar los

SANTOS, JA.
CASAS, J.
1978-79

MARTIN HERRERO, D.
BASCONES ALVIRA, L.
1976-1983

RODRIGUEZ ALONSO, M^oD.
1982

DIEZ BARDA, M^o A.
1982

MORENO, F.
1977

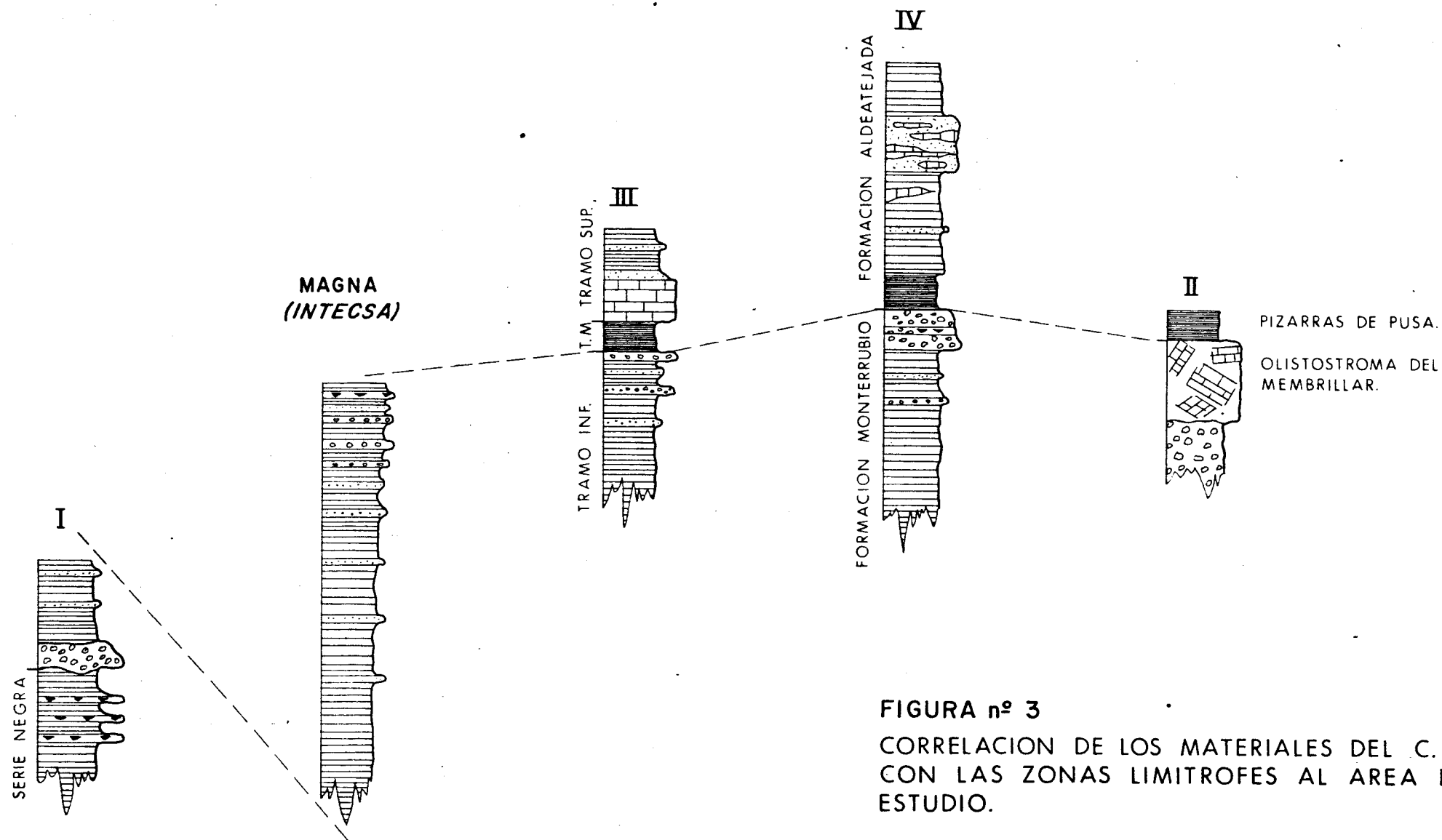


FIGURA nº 3
CORRELACION DE LOS MATERIALES DEL C.E.G.
CON LAS ZONAS LIMITROFES AL AREA DE
ESTUDIO.

restos de actividad dejados en el sustrato por animales bentónicos, con motivo de los cambios ambientales reinantes y en función de su etología.

El estudio palinológico pretende reconstruir los vestigios de vida vegetal existente en el medio y a partir de ellos obtener conclusiones paleoecológicas, bioestratigráficas y geológicas en general.

Los resultados obtenidos en cada estudio han sido discutidos conjuntamente por los firmantes, si bien, E. Liñan es responsable más directamente de las deducciones icnológicas y T. Palacios de las referentes al estudio palinológico.

2.2.2.2. Descripción de las muestras

Dentro de este apartado incluimos las muestras pertenecientes a las Hojas de Plasencia y de Malpartida de Plasencia. El escaso número tomado queda justificado por las malas condiciones de afloramiento que dificulta la toma de muestras frescas; así como una acusada tectónica que dificulta e impide la buena preservación de los microfósiles. Las muestras seleccionadas se han tomado en los lugares que reúnan las mejores condiciones de afloramiento. Del total de seis, tres han dado contenido en microfósiles, aunque en general su preservación es mala.

9601-12/24 Lutitas grises con una estratificación en delgadas capas, presenta algo de esquistosidad.
Abundante residuo orgánico entre el que se pueden reconocer esferomorfos cuya pared es negra a pardo-oscura.
Formas aisladas.
Formas en racimos de varios individuos (Synsphaeridium sp.) Ssensu TIMOFEEV.
Metamorfismo superior a 200° (CORREIA 1967).

- 9801-12/25 Grauvacas que presentan cierto bandeo; hay una fuerte esquistosidad que se difracta en las grauvacas.
 Formas esféricas en racimos (Synsphaeridium sp.) SENSU TIMOFEEV.
¿Bavlinella faveolata? SHEPELEVA 1962.
 Esferomorfos con pared lisa (Aff. Paleocryptidium cayeuxi) DEFLANDRE, 1955.
 Abundantes microfósiles en una asociación muy monótona, seguramente de algas Cianofíceas planctónicas. Su pared se encuentra normalmente corroída aunque en algunos ejemplares se deduce que generalmente era lisa.
 Metamorfismo superior a 150°. (CORREIA 1967).
- 9802-12/25 Lutitas grises con una notable esquistosidad.
 Residuo orgánico diseminado, NEGATIVA.
- 9803-12/25 Lutitas y areniscas que presentan un grueso bandeo de color gris claro y oscuro. Fuerte esquistosidad.
 Formas esféricas y elípticas escasas y muy alteradas y abundante materia orgánica diseminada.
- 9804-12/25 Lutitas grises en las que no se observa la esquistosidad.
 Formas esféricas opacas (Pseudofósiles).
 No hay formas reconocibles.
- 9805-12/25 Lutitas grises que presentan una fuerte esquistosidad.
 NEGATIVAS.

2.2.2.3. Bioestratigrafía y paleoecología

Los materiales que afloran en esta Hoja, en principio, parecen corresponder a las facies de alternancias arenoso-lutíticas. Los microfósiles encontrados, no permiten precisiones bioestratigráficas debido a su amplio rango de edad.

Los microfósiles aquí encontrados guardan un gran parecido con Paleocyptidium cayeuxi (DEFLANDRE, 1955) que tiene una amplia distribución en el Brioveriense francés comprendida entre -1300? y -580 m.a. o sea: Rifeense medio-Vendiense. Así mismo las formas en colonias clasificadas como Synsphaeridium (Sensu TIMOFEEV) guardan una estrecha relación con las formas aisladas asimilables a la especie anterior, perteneciendo seguramente a la misma especie. Aparecen también microfósiles similares a Bavlinella faveolata, aunque la mala conservación y el escaso número de representantes no permite una identificación clara, por otra parte, sus celdillas son mayores que en dicha especie y el metamorfismo impide discernir si realmente es dicha especie o su morfología la da el efecto de pirita framboidal creciendo en el interior del microfósil.

En función de los datos expuestos asignamos a los materiales que contienen los microfósiles una posible edad Rifeense medio-Vendiense.

El número de muestras recolectadas y el desconocimiento de la serie general, debido al metamorfismo y deformación del área, no permite elaborar un modelo paleoecológico para esta unidad estratigráfica. Sin embargo, la presencia de Cianofíceas en el Precámbrico es interpretada como característica de facies marina. Otros vectores paleoecológicos están representados por las diferentes relaciones entre icnofósiles, acritarcos y cianofíceas, que nos van a marcar datos referentes a la velocidad y tipo de sedimentación y serán una ayuda inestimable para reconstruir los ambientes representados en esta unidad estratigráfica. Dada la pobreza de datos de que disponemos y teniendo en cuenta la continuación del proyecto, nos parece mejor no adelantar hipótesis que serían harto arriesgadas. Así, en el futuro será necesario realizar estudios en áreas menos alteradas donde aparezca esta unidad, para sacar unas conclusiones más sólidas.

2.3. Paleozoico

Se han considerado cuatro zonas de estudio que corresponden, dos de ellas (Sinclinales de Membrío y Cáceres) a relieves paleozoicos individualizados geográficamente y otras dos (Sierra de San Pedro y Sinclinal de Cañaveral) a relieves que forman parte de las terminaciones nordoccidentales de las Sierras de San Pedro y Sierras de Garrapata-Corchuelas, respectivamente, cuya continuación hacia el sur da lugar a los relieves del borde de la zona Centroibérica peninsular (JULIVERT et al 1947) (Figura nº 4).

En la figura nº 5 se observan gráficamente los tramos con entidad cartográfica a E 1/50.000 (litología, estratificación, fauna, potencia, etc.) de cada una de las zonas elegidas (columna tipo), en las que se han establecido correlaciones estratigráficas que permiten reconstruir, en lo posible, las características sedimentarias de la región.

2.3.1. Características generales de las diferentes unidades cartográficas

ORDOVICICO

- O₁ Se inicia el Ordovícico, en la Sierra de S. Pedro, con niveles de conglomerados y areniscas rojizas, en clara discordancia sobre los materiales del C.E.G. (Precámbrico superior). Debido a la presencia de frecuentes derrubios de ladera, que dificultan la observación del contacto entre el C.E.G. y la cuarcita armoricana (O₁₂), no podemos descartar la existencia de dicho tramo detrítico en otros puntos, aunque de forma lamentejona.
- O₁^c Corresponde a un tramo de pizarras que intercala niveles de areniscas rojas y cuarcitas blancas. Están presentes en el Sinclinal de Cañaveral (Hojas de Cañaveral, Coria y Torrejoncillo) y su potencia varía de 0 a 100 m.

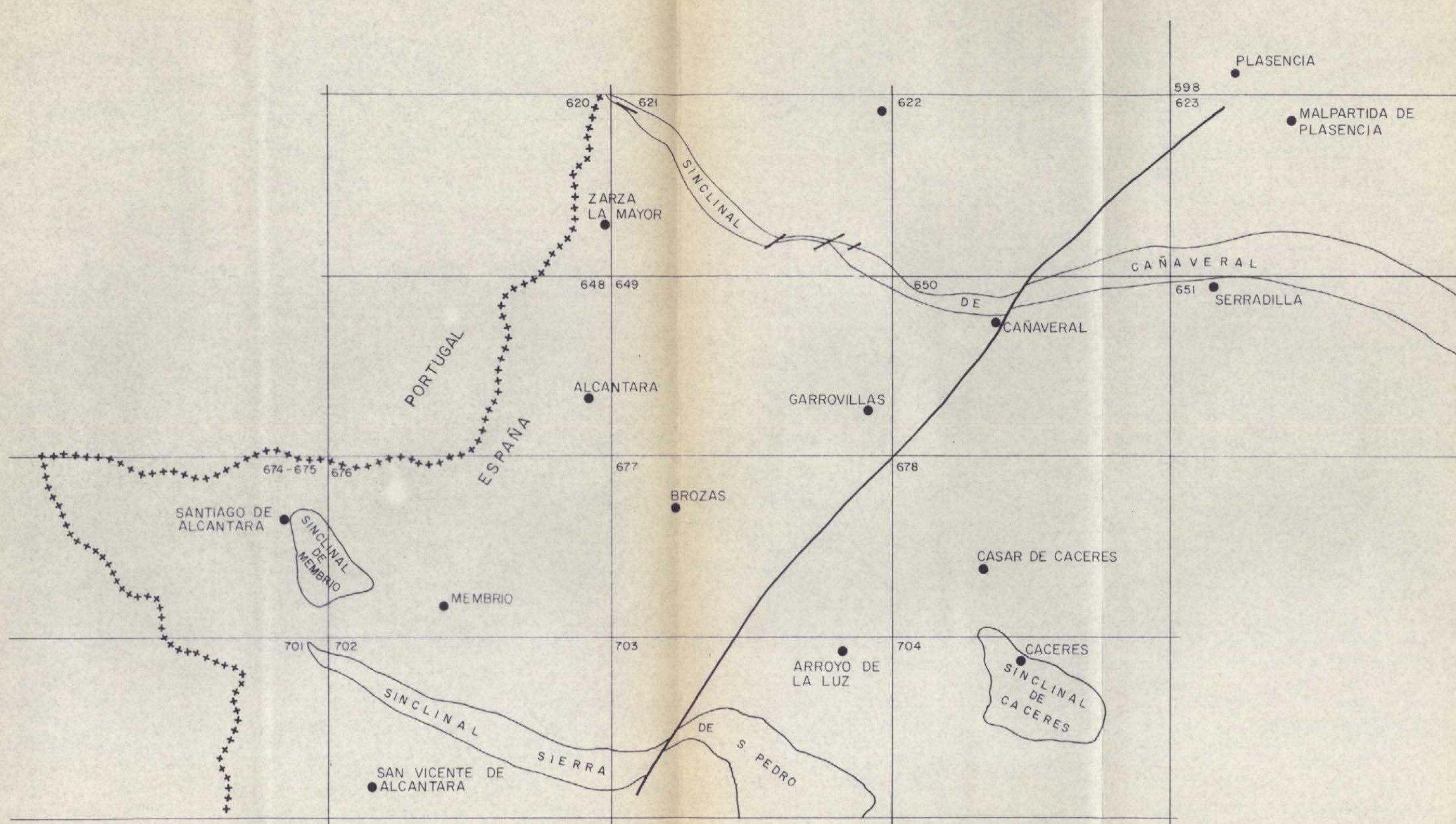









FIGURA nº 4

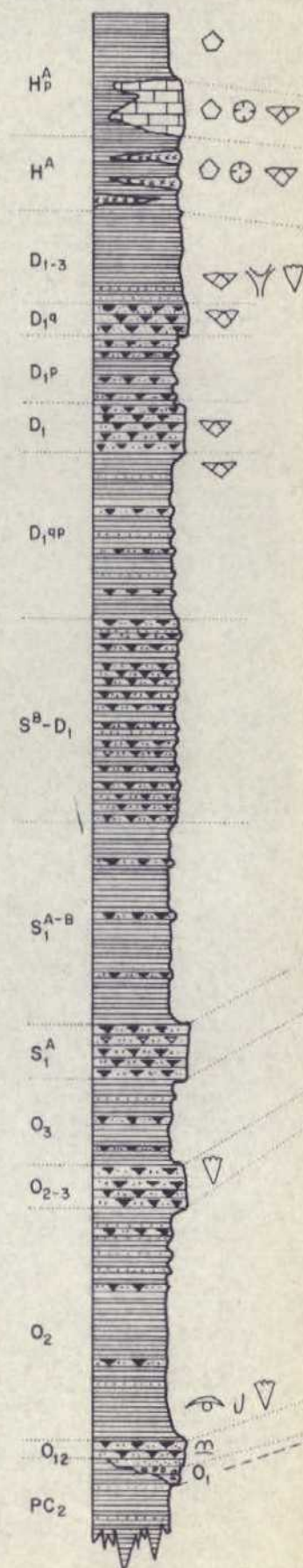
SITUACION GEOGRAFICA DE LOS SINCLINALES DE MEMBRIO, CACERES
SIERRA DE S. PEDRO Y CAÑAVERAL. (NUMERACION DE HOJAS TOPOGRAFICAS
ESCALA 1:50.000)

UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS			
CARBONIFERO	INFERIOR	H ^A _p	
		H ^A _c	
		H ^A	
DEVONICO	SUPERIOR	D ₁₋₃	S-D
	INFERIOR	D _{1q}	
		D _{1p}	
		D ₁	
		D _{1qp}	
SILURICO	SUPERIOR	S ^B -D ₁	S ^B -D _q
	INFERIOR	S ^{A-B} ₁	
			S ^A ₁
ORDOVICICO	SUPERIOR	O ₃	
	MEDIO	O ₂₋₃	
		O ₂	
	INFERIOR	O ₁₂	
		O ₁	O _f ^c
PRECAMBRICO	SUPERIOR	PC ₂	

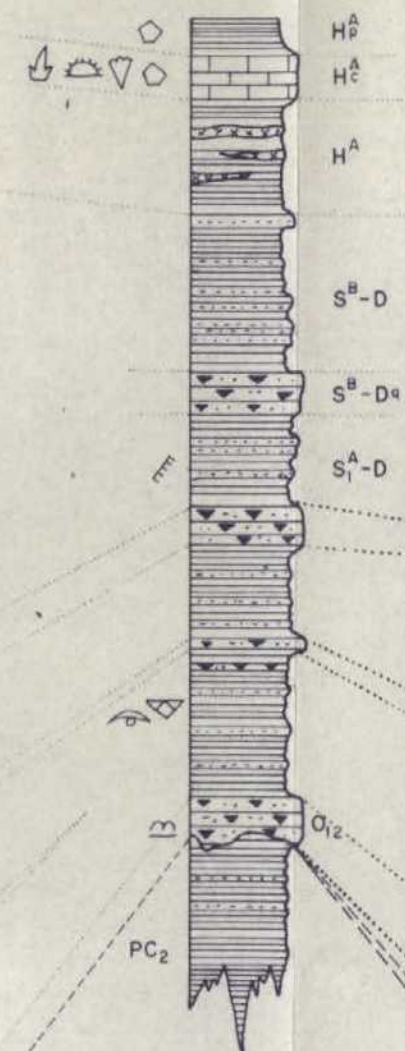
BIOESTRATIGRAFIA

-  EQUINIDOS
-  CRINOIDES
-  LAMELIBRANQUIOS
-  TRILOBITES
-  OSTRACODOS
-  BRIOZOOS
-  CONODONTOS
-  GRAPTOLITES
-  CORALES
-  ICNOFOSILES
-  BRAQUIPODOS

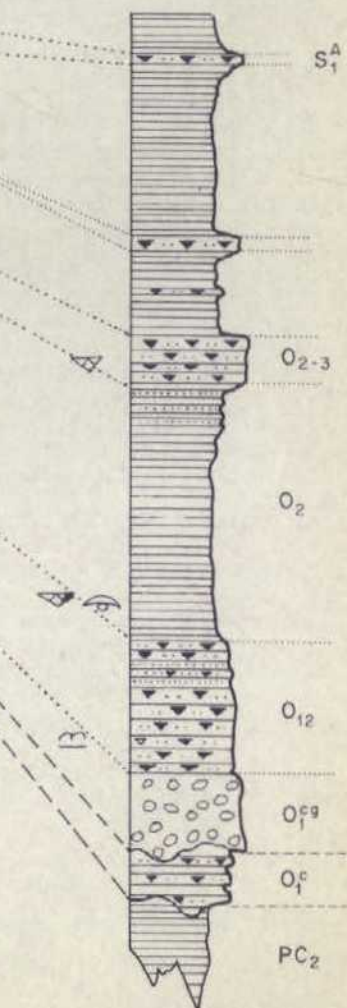
SIERRA DE SAN PEDRO



SINCLINAL DE CACERES



SINCLINAL DE CAÑAVERAL



SINCLINAL DE MEMBRIO



FIGURA nº 5.

COLUMNAS TIPO DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS EN LA PROVINCIA DE CACERES

Escala 1:10.000

O_1^{C9} Sobre los materiales O_1^C se dispone, discordantemente, un tramo conglomerático con cantos deformados según los planos de esquistosidad (S_1) que sólo se han localizado en el Alto de la Silleta (Hoja de Cañaveral). Su potencia varía de 0 a 100 m. Este tramo podría ser equivalente al O_1 de la Sierra de San Pedro.

O_{12} Este tramo correspondiente a la cuarcita armoricana del Skidawiense, aparece con una potencia bastante uniforme (del orden de los 35-40 m. de media) en los Sinclinales de la Sierra de S. Pedro, Membrió y Cáceres, no así en el Sinclinal de Cañaveral en donde existen potencias próximas a los 200 m.

O_2 En las pizarras con intercalaciones cuarcíticas y areniscosas se aprecian las mayores potencias en la zona más occidental (Sierra de San Pedro y Membrió) con relación a la zona más oriental (Cáceres-Cañaveral) en donde, a su vez, las características litológicas varían al disminuir los niveles detríticos gruesos de tipo cuarcítico-areniscosos con relación a los términos finos más pizarrosos.

Dentro de la serie establecida para el Sinclinal de Membrió, se puede ver (figura 5) que existe un tramo (O_{21-22}) formado por cuarcitas y areniscas cuarcitas, solo representable en esta zona con entidad cartográfica a E 1/50.000.

O_{2-3} La sedimentación de las cuarcitas de este tramo es bastante uniforme en las dos grandes alineaciones (Sierras de S. Pedro y Cañaveral) con potencias que alcanzan los 50-80 m., en tanto que para las dos zonas aisladas de los Sinclinales de Membrió y Cáceres no superan los 15 y 10 m., respectivamente.

O_3 Termina el Ordovícico con un tramo fundamentalmente pizarroso que ya no aparece en la zona del Sinclinal de Membrió. Para las otras tres zonas, se puede ver una cierta uniformidad en la potencia de estos depósitos.

SILURICO

S_1^A Se inicia el Silúrico con un tramo cuarcítico, muy uniforme a escala regional, con potencias que varíen entre 50 y 80 m.

SILURICO DEVONICO

Continúa la serie silúrica con unas pizarras negras ampelíticas que tienen una potencia aproximada de unos 100 m. correlacionables en los sinclinales de la Sierra de S. Pedro, Cañaveral y Cáceres aunque en esta última, a nivel cartográfico, se ha incluido en el tramo cuarcítico infrayacente (S_1^A).

En el Sinclinal de Cañaveral aparecen las primeras intercalaciones de rocas volcánicas.

El resto de la serie, hasta la base del Carbonífero inferior, se encuentra representado en la Sierra de S. Pedro por siete tramos (S_1^{A-B} , S^{B-D_1} , D_1^{q-p} ; D_1 ; D_{1p} ; D_{1q} y D_{1-3}) con una potencia total de 1.050-1.500 m. en tanto que para el sinclinal de Cáceres sólo aparecen tres (S_1^{A-D} ; S^{B-Dq} y S^{B-D}) con una potencia del orden de los 390-410 m. A la vista de estas características no ha sido posible realizar una correlación entre ambos sinclinales.

CARBONIFERO

H^A Se inicia el Carbonífero inferior con un tramo formado por tobas, liditas, calizas y pizarras, para la zona de la Sierra de S. Pedro y pizarras y tuff volcánico, para la de Cáceres. Las potencias varían en los dos sinclinales siendo mayor en el Sinclinal de Cáceres.

H_C^A El único tramo calcáreo de la serie paleozoica corresponde a unas calizas arrecifales aflorantes en ambos sinclinales (Sierra de S. Pedro y Cáceres). La potencia es muy dispar, ya que para la zona occidental varía de 0 a 175 m. en tanto que la oriental está representada por un tramo bastante uniforme en toda la estructura sinclinal, comprendido entre 40-60 m.

H_P^A Culmina la serie paleozoica con un tramo de pizarras del Carbonífero inferior que presentan sus mayores potencias en la zona de la sierra de S. Pedro (400 m. aproximadamente) en tanto que en el Sinclinal de Cáceres es del orden de los 60 m.

2.3.2. Niveles faunísticos de interés

En la figura nº 4 se ha representado la bioestratigrafía existente en cada tramo, para las distintas zonas de estudio.

A la vista de dichas clasificaciones, ya mencionadas en apartados anteriores, se pueden observar las siguientes características: (de muro a techo).

- Existencia de Icnofósiles en las cuarcitas (O₁₂) del Ordovícico inferior, típicos de este tramo en todo el Macizo Hercínico.
- El Llanviniense-Llandeilo aparece muy claro en las cuatro zonas, con dataciones de Trilobites (O₂).
- Aparición de Moluscos en la Sierra de S. Pedro y Braquiópodos en el Sinclinal de Cañaveral pertenecientes al Ordovícico medio superior, hacia la base de los niveles cuarcíticos (O₂₋₃).
- Dataciones de Graptolites del Llandovery en las pizarras negras ampelíticas en los sinclinales de Cáceres y Cañaveral.

- Presencia de Braquiópodos en diferentes niveles del Devónico inferior (D_{1qp} ; D_1 ; D_{1q} y D_{1-3}) en la serie establecida para el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro.
- El tramo D_q constituye un buen nivel gufa al aparecer, en zonas, como una lumaquela de Spirifer (Sierra de S. Pedro).
- El último de los tramos cartografiados como Devónico (D_{1-3}), presenta en su base fauna característica del Emsiense-Cuviniense, por lo que suponemos que el Devónico Superior esté también representado en dicho tramo.
- En el tramo basal del Carbonífero inferior (H^A) de la Sierra de S. Pedro, se han clasificado: Crinoides, Corales y Braquiópodos.
- Para el tramo calcáreo (H^A_C) de la Sierra de S. Pedro aparecen: Crinoides, Corales y Braquiópodos, en tanto que para el Sinclinal de Cáceres se han clasificado: Conodontos, Equinidos, Crinoides y Lamelibránquios.
- Finalmente en el techo de la formación (H^A_P) y en ambas zonas, aparecen en niveles calcáreos restos de crinoides.

2.4. Terciario

Se exponen a continuación las características generales de las diferentes cuencas neógenas situadas en la zona noroccidental de la provincia de Cáceres cuya distribución geográfica queda reflejada en la figura nº 6, y que, al menos parcialmente, han sido estudiadas por INTECSA (1980-83) dentro del Plan Magna.

2.4.1. Cuenca de Moraleja

Se trata de una cuenca caracterizada por un claro control estructural, que se extiende desde las proximidades del paraje de Solana de la Muerta, al Sur del Castillo de las Moreras, dentro de la hoja Zarza la Mayor, hasta las proximidades de la localidad de Moraleja, según una franja de orientación SW-NE, de 2,5-3,5 km. de anchura y unos 12 km. de longitud.

Aunque la mayor parte de esta cuenca queda fuera del ámbito de las zonas estudiadas por nosotros, podemos distinguir, a nivel general, tres sectores con litología bien diferenciada (figura 7): fangos y arenas en las proximidades de la localidad de Moraleja (Sector I), arcosas en la zona media (Sector II), claramente procedentes de los granitos de la Sierra de Santa Olalla, y, por último arenas y conglomerados, procedentes del C.E.G. en la parte más meridional.

2.4.2. Cuenca de Coria

Al igual que la cuenca de Moraleja, la cuenca de Coria presenta también un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-W y otra NE-SW (N 50° E).

Esta cuenca, que se extiende desde las proximidades de la Sierra de Cañaveral, por el sur, dentro de la hoja de Garrovillas, hasta las proximidades de Oliva de Plasencia, dentro de la Hoja de Plasencia, al Norte, presenta una serie de sectores claramente diferenciados, sin embargo, sus límites son, en muchos casos, poco claros a tenor de los datos disponibles actualmente, ya que más del 50% de la superficie de la cuenca queda fuera de la zona por nosotros estudiada.

Los sectores que se pueden diferenciar en esta cuenca y sus características son los siguientes (su ubicación queda graficamente expresada en la figura nº 8):

Sector I: constituido fundamentalmente por conglomerados procedentes del Complejo Esquisto Grauváquico.

Sector II: caracterizado litologicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia SW (batolito de Cabeza de Araya). Este sector se ubica al N y S. de la Sierra de Cañaveral.

Sector III: Ocupa una superficie de unos 100 km² de forma casi rectangular en cuyo centro se encuentra la localidad de Coria. Litologicamente se distinguen en general tres tipos de facies: arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarillentas micáceas y limos, arcillas y arenas de grano fino.

Este sector puede corresponder a una evolución del Sector V.

Sector IV: Litologicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del Sector IV. Correspondería a una facies de borde de cuenca.

Sector V: eminentemente arcósico con procedencia del NE.

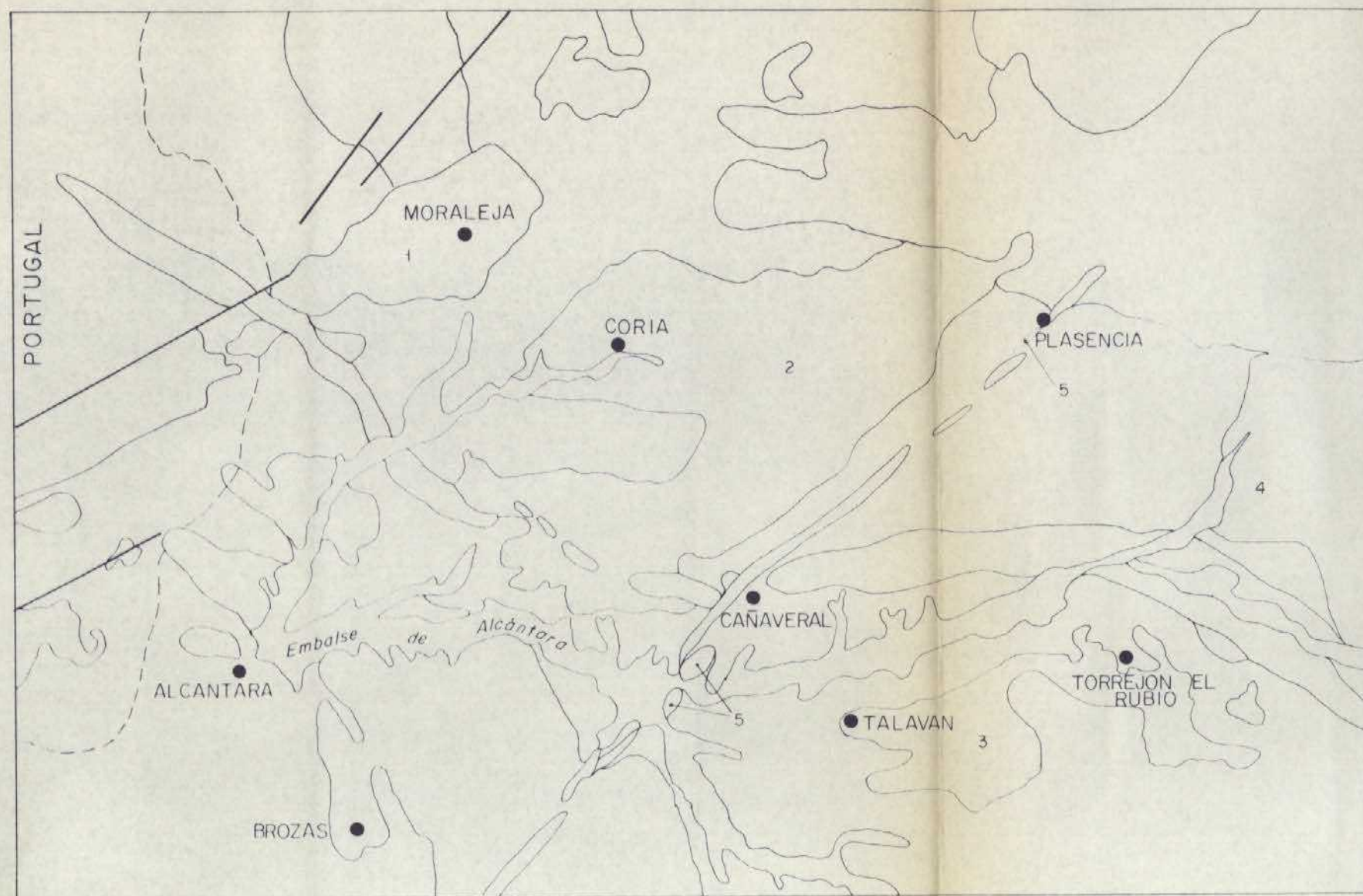
2.4.3. Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio.

Se localiza al Sur de la Sierra de las Corchuelas, extendiéndose preferentemente por la zona centro y sur de la Hoja de Serradilla y porlongándose por el Oeste hasta la localidad de Talaván, por el Sur hasta la de Monroy (figura 6) y por el Este hasta Jaraicejo.

Se diferencian, al menos zonalmente en esta cuenca, dos unidades cartográficas con litologías bien definidas: una inferior arcillosa, discordante sobre el Complejo Esquisto Grauváquico y de carácter discontinuo, y otra superior, que se extiende por toda la cuenca, formada por arenas feldespáticas y gravas.

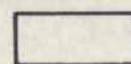
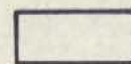
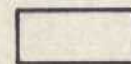
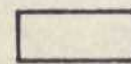
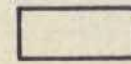
2.4.4. Cuenca del Rfo Tietar

Fosiliza los niveles paleozoicos situados al NE de la Hoja de Serradilla y se prolonga hacia el NE hasta la Sierra de Gredos. Su litología dominante son arenas arcósicas



- 1 Cuenca de Moraleja
- 2 Cuenca de Coria
- 3 Cuenca de Talavan - Torrejon El Rubio
- 4 Cuenca del Rio Tietar
- 5 Sedimentos asociados a la falla de Alentejo - Plasencia

LEYENDA

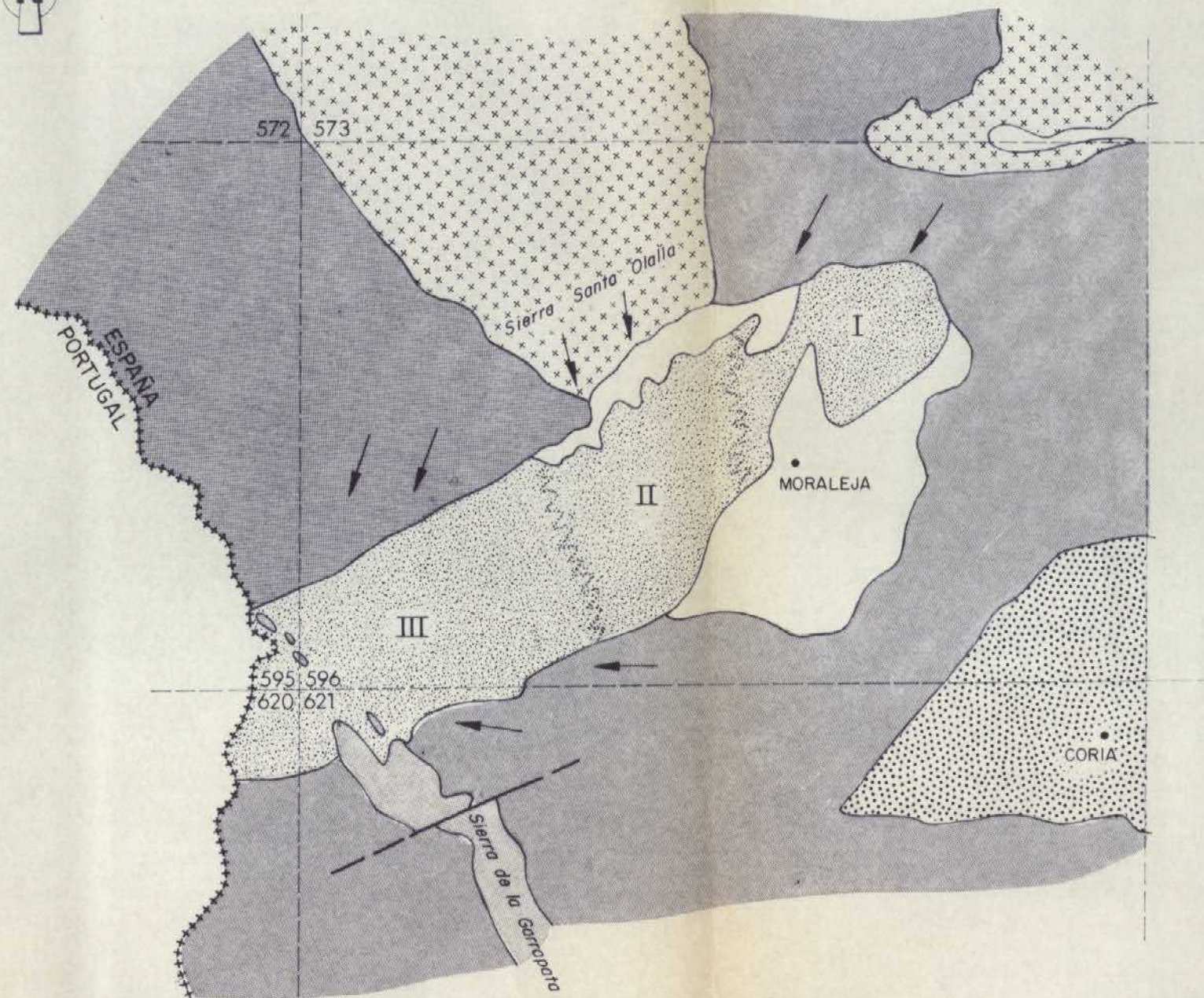
-  Terciario
-  Paleozoico (Ordovícico - Silúrico inferior)
-  Precámbrico superior
-  Rocas ígneas y migmatitas
-  Dique Alentejo - Plasencia

de Signos

FIGURA nº 6
ESQUEMA DE SITUACION DE LAS DIFERENTES CUENCAS NEOGENAS
DIFERENCIADAS EN LA ZONA DE ESTUDIOS
Escala 1:500.000

ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE MORALEJA Y SUS DIFERENTES SECTORES

ESCALA 1:200.000











- CUATERNARIO
- Terciario (CUENCA DE MORALEJA)
- Terciario (CUENCA DE CORIA)
- PALEOZOICO
- PRECAMBRICO SUPERIOR
- ROCAS IGNEAS
- LIMITE SUPUESTO DE LOS SECTORES DIFERENCIADOS
- DIRECCION DE APORTES

FIGURA nº 7.

ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE CORIA Y SUS DIFERENTES SECTORES

ESCALA 1:200.000

-  CUATERNARIO
-  Terciario (Cuenca de Coria)
-  Paleozoico
-  Precámbrico sup.
-  Rocas ígneas
-  Dique Alentejo - Plasencia
-  Límite supuesto entre sectores
-  Dirección de aportes

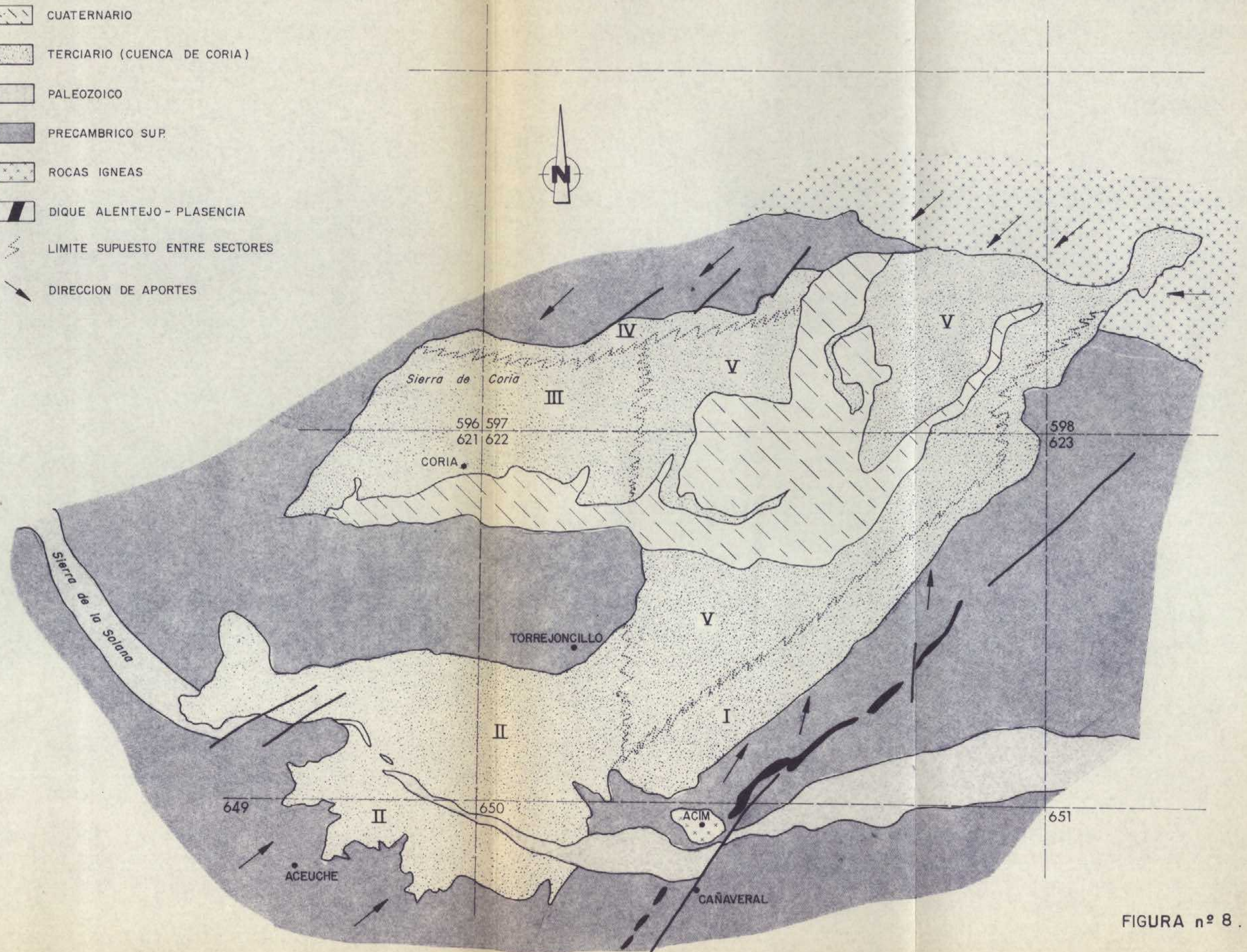


FIGURA nº 8.

y subarcóicas de grano grueso de tonos blanquecinos, procedentes de las masas graníticas situadas al N. y NE (figura 6). Son frecuentes los niveles arenosos endurecidos y esporadicamente se individualiza algún nivel lentejonar conglomerático de composición más cuarcítica.

2.4.5. Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

En este caso no se puede hablar en realidad de una única cuenca ya que en el área estudiada al menos se localizan dos zonas independientes: una al Sur, dentro de la Hoja de Cañaveral y otra al Norte, en las Hojas de Malpartida de Plasencia y Plasencia. En ambos casos su génesis está ligada al importante accidente tectónico Alentejo-Plasencia (figura nº 6).

a) Zona Sur:

A pesar de la poca extensión superficial de los afloramientos adosados a la falla y al dique, los aportes y su distribución es bastante compleja, con procedencia del Sur, (Granito de cabeza de Araya) de la Sierra de Cañaveral, al Norte, del C.E.G. circundante e incluso de las diabasas del dique.

Su litología se caracteriza por formar coladas de arenas arcóicas, fangos arenosos y conglomerados que se disponen dando geometrías fundamentalmente tabulares que, por lo general, presentan una inclinación de 10-15º hacia el Sur.

b) Zona Norte:

En este área solo existe un pequeño afloramiento situado al Sur de la localidad de Plasencia y que se prolonga a unos 2 km. por la Hoja de Malpartida de Plasencia.

Litologicamente se caracterizan estos depósitos por estar formados por arcillas más o menos rojizas, arenas, arenas arcillosas y niveles de conglomerados formados por cantos poco o nada cementados, angulosos y con características lenticulares. Estructuralmente presentan una ligera inclinación hacia el N-NE (5-10°) y su deposición debe relacionarse con movimientos tardíos de la falla de Plasencia.

Por lo que se refiere a la edad de esta unidad el único dato faunístico es el descubrimiento en la base en las proximidades de Plasencia (HERNANDEZ PACHECO, F. 1.960, ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO, F. 1.960, Hoja a E 1:50.000, VILLAR DEL REY, nº 751, 1ª Edición) de restos óseos y dentarios de un rinoceronte primitivo Hispanotherium matritense, que indica una edad Aragoniense medio (NM4-5) semejante a la de los yacimientos de San Isidro, Puente de Toledo, La hidroeléctrica, Moratines y O'Donell, de la Cuenca de Madrid (ALBERDI et al. 1.981 a y b, y 1.983) y al de Torrijos en la Cuenca del Tajo occidental (AGUIRRE et al. 1.982).

La potencia máxima de esta unidad no debe sobrepasar los 100 m., aunque las malas condiciones de observación y la ausencia de datos de sondeos hace que cualquier estimación pueda ser errónea.

3. INFORME GEOQUIMICO

En la Tabla I se expone la composición química (elementos mayores, menores y traza) y la norma CIPW de las 10 muestras del granito de Plasencia que se han estudiado geoquímicamente.

Este conjunto de muestras forma un corte aproximadamente N-S desde Cabezabellosa-El Villar hasta Plasencia. Las muestras 236 y 245 pertenecen a la facies de grano fino, mientras que las demás lo hacen a la facies común.

Desde el punto de vista geoquímico cabe destacar los siguientes hechos:

- Son granitos "sensu stricto" moderadamente silíceos.
- Presentan un grado de hiperaluminismo muy acusado, con porcentajes de Corindón normativo muy elevadas, que oscilan entre el 2 y el 6,20%.
- Entre los álcalis domina el K_2O sobre el Na_2O .
- De manera similar, el contenido en FeO es mucho mayor que en Fe_2O_3 , indicando unas condiciones de cristalización con baja fugacidad de oxígeno.
- En general, las cantidades de CaO son muy bajas.

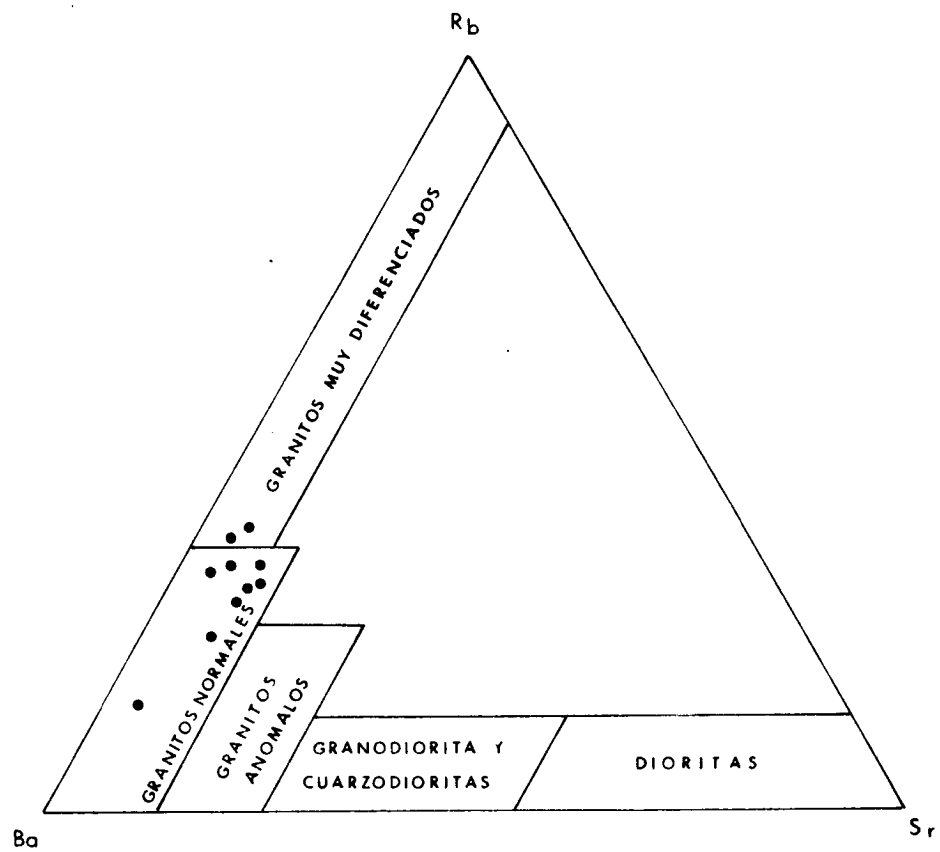
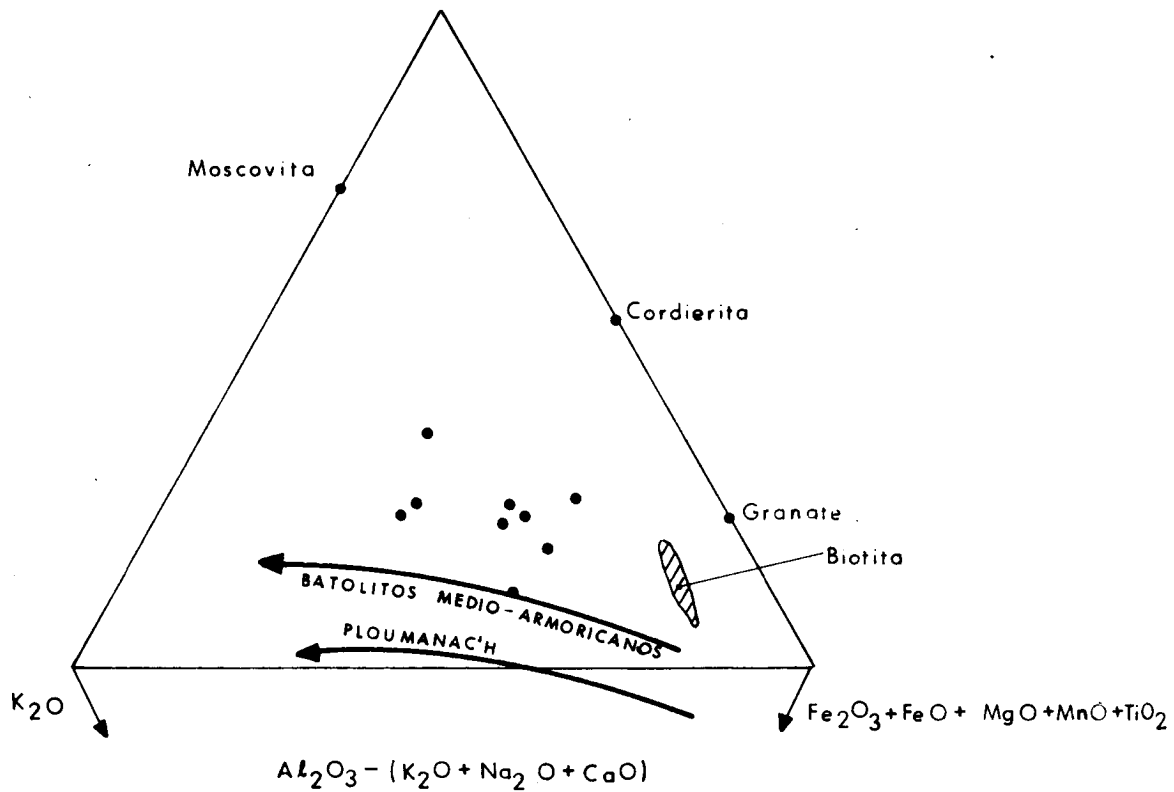
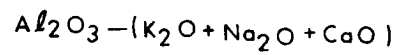
Estas características definen un quimismo similar al de granitoides de tipo S (CHAPPEL y WHITE 1975; véase BECKINSALE, 1979), en cuya génesis se supone la participación de cantidades importantes de material metasedimentario.

La representación en el diagrama de BARRIERE (1.972, 1.980) (figura 9) pone de manifiesto este fuerte carácter pelítico, así como la escasez de procesos de alteración postmagmáticos.

CUADRO N° 1

N° muestra (Hoja 12-24)	LB 9250	LB 9251	LB 9252	LB 9253	LB 9254	LB 9255	LB 9256	LB 9257	LB 9258	LB 9259
Si O ₂	71,90	72,77	69,25	69,39	67,48	72,58	72,64	70,03	69,14	70,41
Ti O ₂	0,34	0,18	0,66	0,51	0,73	0,31	0,35	0,58	0,53	0,53
Al ₂ O ₃	14,96	13,94	14,78	14,87	16,57	15,02	15,62	15,76	15,84	15,54
Fe ₂ O ₃	0,96	0,87	1,47	1,04	0,47	0,35	0,23	0,25	0,65	0,63
FeO	1,27	0,79	2,71	2,14	3,85	1,40	1,62	2,67	2,49	2,10
MgO	0,65	0,49	1,28	1,19	1,62	0,51	0,60	1,10	1,29	1,13
MnO	0,04	0,02	0,06	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04
CaO	0,74	0,85	1,52	1,88	1,44	0,84	0,62	1,54	1,42	1,51
Na ₂ O	2,79	3,20	2,73	3,08	2,61	3,09	2,56	2,54	2,61	3,06
K ₂ O	5,31	5,15	4,03	4,40	3,64	4,60	4,42	4,28	5,02	3,93
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,26	0,21	0,20	0,15	0,16	0,26	0,26	0,18
H ₂ O ₅	1,26	0,89	0,89	0,92	1,31	0,99	1,08	0,52	0,79	0,52
Total	100,43	99,31	99,64	99,67	99,96	99,87	99,92	99,57	100,68	99,58
NORMA CIP W										
Cuarzo	32,91	32,35	32,25	28,38	30,91	34,04	38,04	32,94	29,04	32,01
Corindon	3,78	2,03	3,79	2,12	6,20	3,79	5,88	4,77	4,15	3,94
Ortosa	31,37	30,43	23,81	26,00	21,51	27,18	26,12	25,29	29,66	23,22
Albita	23,61	27,08	23,10	26,06	22,08	26,14	21,66	21,49	22,08	25,89
Anortita	2,30	2,91	5,84	7,96	5,84	3,19	2,00	5,94	5,35	6,32
Hiperstena	2,67	1,69	5,97	5,27	9,58	3,10	3,74	6,55	6,45	5,35
Magnetita	1,37	1,26	2,13	1,51	0,68	0,51	0,33	0,36	0,94	0,91
Ilmenita	0,65	0,34	1,25	0,97	1,39	0,59	0,66	1,10	1,01	1,01
Apatito	0,49	0,46	0,60	0,49	0,46	0,35	0,37	0,60	0,60	0,42
% An (en las plagioclasas)	8,88	9,71	20,19	23,39	20,91	10,87	8,57	21,66	19,49	19,61
ELEMENTOS TRAZA										
Si	141	77	154	109	138	122	136	126	134	126
Rb	437	273	404	294	223	379	361	337	389	324
Ba	906	653	1.031	1.000	1.250	1.000	800	1.175	1.250	1.100
Sr	96	73	173	154	131	80	80	186	199	150
K/Rb	101	157	83	124	136	101	102	105	107	101

FIGURA nº 9



La geoquímica de los elementos traza determinadas es coherente con esto. Las abundancias de Si y Rb, así como los bajos valores de la relación K/Rb (inferior a 160, considerando el límite entre los granitos normales y diferenciados) son sintomáticos de la presencia abundante de minerales micáceos en su moda. Por otra parte, la elevada relación Ba/Sr indica el predominio del feldespato alcalino (Or+Ab) sobre la plagioclasa cálcica.

La representación de estos datos en el diagrama triangular de EL BOWSEILY y EL SOKKARRY (1975) sitúa las muestras a lo largo del eje Ba-Rb, cayendo en los campos de los granitos normales y, dos muestras en el de granitos diferenciados.

En conclusión, diremos que se trata de un granito de tipo S, con indicios evidentes de no haber experimentado una larga evolución magmática, y cuyo quimismo está determinado esencialmente por la composición de materiales parentales, y evolución subsólidas, con un fuerte control mineralógico acerca de la distribución de elementos traza.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silícea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS et al 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles microconglomeráticos y cuarcíticos.

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico inf-med. no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N. de la Peña de Francia, al E. en el Sinclinal de Guadarranque y al S. en las proximidades de Alburquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc inferior.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica formada por cuarcitas, areniscas y pizarras en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica, ya mencionada por LOTZE (1969), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra (Hojas nº 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejuncillo y Cañaveral respectivamente).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que solo aparece en el Alto de la Silleta (hoja nº 11-26 Cañaveral), y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja nº 10-28 Arroyo de la Luz) MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico, formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su depósito de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico superior la plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes constantes y aumentando la pendiente.

La sedimentación del Silúrico se inicia con la aparición de cuarcitas originada en una plataforma somera con aportes detríticos groseros, a partir de la cual se registra una tranquilidad relativa de la cuenca depositándose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tuffíticos (Hojas nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla respectivamente).

En las sierras situadas al sur la serie detrítica continúa en el Silúrico superior y Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que originan los distintos tramos pizarrosos y/o cuarcíticos. Es en estos términos donde se encuentran mejor desarrolladas las estructuras sedimentarias, tanto orgánicas como inorgánicas.

La diferencia de potencias observadas entre las zonas de Cáceres y la Sierra de S. Pedro, hace pensar en el levantamiento de la cuenca que conllevaría la no deposición de materiales, o bien que arrasaría gran parte de los sedimentos devónicos, que sí están presentes en el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro. Ahora bien, esta supuesta fase erosiva no se ha detectado en ninguno de los cortes realizados.

Hacia el techo de la serie devónica aparecen intercalaciones de rocas subvolcánicas que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero inferior (Tournaisiense) con la presencia de tobas, coladas y diques (zonas de la Sierra de S. Pedro y Cáceres) que aparecen interestratificadas con sedimentos detríticos que intercalan a su vez, depósitos calcáreos.

Seguidamente la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad, depositándose calizas con fauna de Crinoideos en un ambiente arrecifal. A continuación la cuenca vuelve a adquirir mayores profundidades, dando lugar a depósitos pizarrosos de características distales.

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero inferior, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercílica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de diferente intensidad según las zonas, aunque en general de bajo grado.

Con posterioridad, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de los batolitos de Cabeza de Araya, Acim y Zarza la Mayor, que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero inferior (Sinclinal de Cáceres).

En la zona Norte se instruyen las masas graníticas del área Bejar-Plasencia, que produce un metamorfismo de contacto que no es claramente separable del metamorfismo regional.

La relación entre las diversas deformaciones y el metamorfismo y las intrusiones graníticas del área Bejar-Plasencia pueden sintetizarse de la siguiente forma:

- Durante la primera fase hercínica (Fase I) se desarrolla una esquistosidad de flujo (S_1) con crecimiento de clorita, moscovita y biotita en dominios de bajo grado metamórfico.
- Interfase I.- Fase tardihercínica principal: crecimiento de biotita, moscovita, andalucita y cordierita (?) en zonas de grado intermedio y de sillimanita en zonas de alto grado. Comienzo del desplazamiento de las isogradas. Comienzo de la anatexia. Transformación de andalucita en fibrolita.
- Fase tardihercínica principal: crecimiento de clorita, biotita, andalucita (?) y cordierita (?) en zonas de bajo y medio grado metamórfico. Plegamiento de S_1 . Continuación de anatexia y desplazamiento de las isogradas. Formación de leucogranitos.
- Tardi-post fase tardihercínica principal: desarrollo de biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado medio. Sillimanita III en zonas de alto grado. Migmatitas cordieríticas. Removilización de leucogranitos (+). Intrusión de granitos de dos micas. Intrusión de granitos biotíticos.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicos, entre los cuales cabe destacar el que incluye la falla Alentejo-Plasencia que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 km.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de las diversas cuencas terciarias del área que, en general, presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales.

Los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos: El Complejo Esquisto Grauváquico, el conjunto Paleozoico y los plutones graníticos.