

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

INFORMES COMPLEMENTARIOS
DE LA HOJA 650/11-26
CAÑAVERAL

I N D I C E

INTRODUCCION

INFORME TECTONICO

INFORME ESTRATIGRAFICO

INFORME GEOQUIMICO

INFORME PALEONTOLOGICO

PLANO DE SITUACION DE MUESTRAS

INTRODUCCION

INTRODUCCION

Se exponen en los siguientes apartados, los resultados Petrográficos, Geoquímicos y Sedimentarios de las distintas muestras estudiadas en la presente Hoja.

Los resultados individualizados de cada una de ellas quedan plasmadas en las fichas de control correspondiente, por lo que globalmente se expondrán las características generales de las mismas en los informes que seguidamente se describen.

Los estudios fueron realizados por:

Sedimentología: GRANADOS GRANADOS, L.

Petrología: CORRETGE CASTAÑON, L.G.; SUAREZ, O; CUESTA, A; GALAN, G; GALASTEGUI, G y RODRIGUEZ, I.

Macropaleontología paleozoico: RABANO, J; GUTIERREZ, J.C. y PRIETO, M.

Macro y Micropaleontología C.P.G.: LINAN, E y PALACIOS, T.

Rayos X: BRELL, J.M.

Minerales pesados: RINCON, R.

Espectros: CARBALLEIRA, J.

INFORME TECTONICO

I N D I C E

- 1.- INTRODUCCION
- 2.- PLIEGUES SARDICOS
- 3.- ESTRUCTURAS HERCINICAS
 - 3.1.- Pliegues
 - 3.2.- Esquistosidades
 - 3.3.- Lineaciones
 - 3.4.- Fracturas

1.- INTRODUCCION

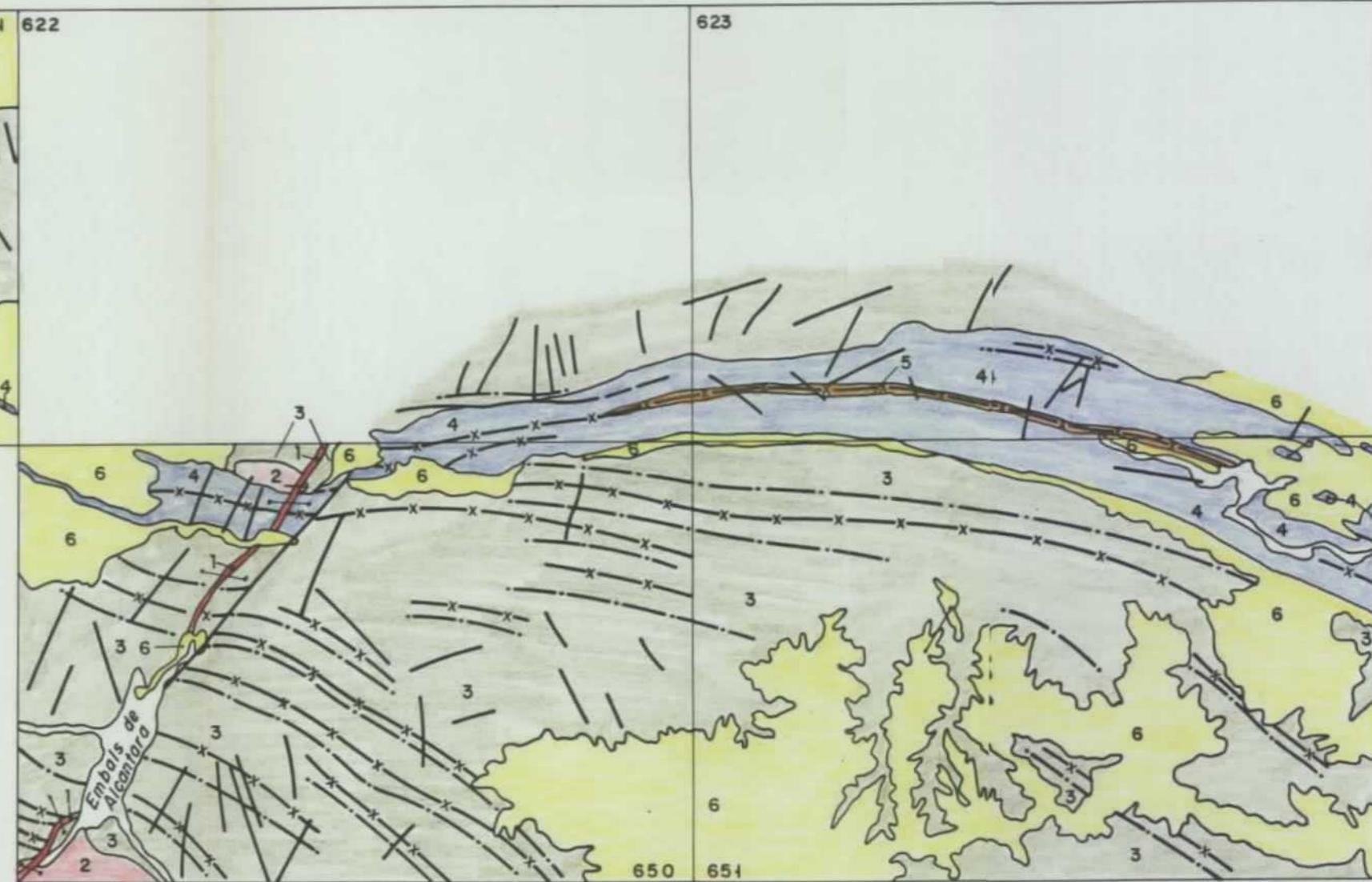
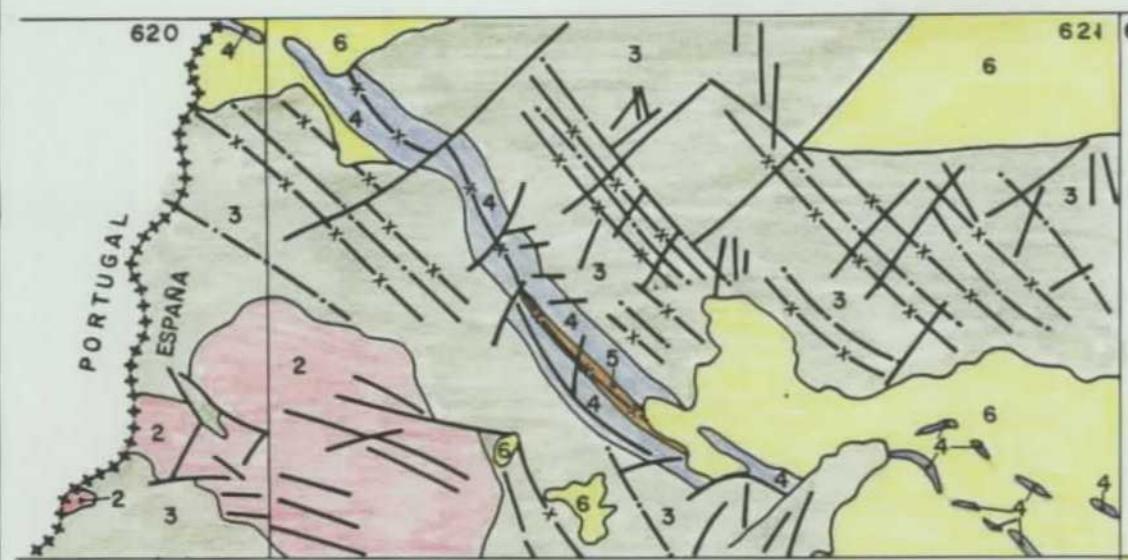
Con el fin de tener una visión de conjunto de las estructuras existentes en la zona, se ha considerado oportuno realizar un estudio global de las hojas por nosotros realizadas en el año 1982 y el trabajo sobre la Estructura Sinclinal de Cañaveral (Hojas nº 622 y 623 Torrejoncillo y Malpartida de Plasencia), realizado para el I.G.M.E. en el año 1981 (Fig. nº 1).

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica 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 se 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.

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones, y aparecen hoy día como fallas normales o in-



LEYENDA

- 6 TERCIARIO - CUATERNARIO
- 5 SILURIICO INFERIOR
- 4 ORDOVICICO
- 3 PRECAMBICO
- 2 ROCAS GRANITICAS
- 1/ DIQUE TOLEITICO ALENTEJO - PLASENCIA

ESCALA 1:250.000

SIGLOS CONVENCIONALES

- FALLA
- TRAZA AXIAL DE ANTICLINAL
- X— TRAZA AXIAL DE SINCLINAL

FIGURA N° 1

versas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable - que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Después, aparece localmente una esquistosidad de crenulación - subvertical que no va asociada a ningún tipo de macroestructuras y que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños 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 kms.

2.- PLIEGUES SARDICOS

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 anteriores al Ordovícico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fué efectuado por OEN ING SOEN (1970) en Portugal,

concretamente al Norte y Sur del Sinclinal 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 núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), (MARTIN HERRERO, D y BASCONES ALVIRA, L 1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (km 21,2 de la c.c. Alburquerque-Herrera). 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 1980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcántara 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 (1970) 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 buzarían entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

Finalmente para la zona N limitrofe con el área de estudio, - tenemos conocimiento de la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M^a D (1982), en su tesis doctoral.

3.- ESTRUCTURAS HERCINICAS

3.1.- Pliegues

Todos los pliegues deben su origen a la 1^a fase de defor-mación Hercínica, que afecta de diferente manera al con-junto de materiales existentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes ca-racterísticas:

- En el complejo esquisto-grauváquico del Precámbrico Su-perior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S_0) previamen-te 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 (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han seguido a lo largo de toda la zona,

correspondiendo su estilo al de pliegues similares, - con charnelas fuertemente curvas a juzgar por las posiciones de las lineaciones de intersección.

- Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud 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 forma en su conjunto una gran sinclinorio con vergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen sus flancos - sur (equivalente al norte en los anticinales) subverticales ó invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticinales como en sinclinales , los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas - n° 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla - respectivamente) .

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120° 130°E, que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senestras, N40E, dicha dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas n° 10-25, 11-25, 12-25 y 11-26) .

3.2.- Esquistosidades

Existen dos tipos bien definidos que corresponden a la esquistosidad de flujo y a la crenulación. La primera de ellas (S_1) se encuentra bien desarrollada en todo el complejo esquisto-grauváquico en tanto que en los materiales paleozoicos a escala regional tiene menor representación y llega a estar ausente en algunos puntos.

En cada una de las Hojas E 1/50.000 de la figura n° 1, - se han realizado, sobre una falsilla Schmidt el conteo de polos de (S_1) obteniéndose para cada una de ellas, las siguientes resultados:

- Hoja n° 9-25 Zarza la Mayor

Conteo de 21 polos de (S_1): dirección N 115° E y buzamiento subvertical hacia el SE. También se observa otra dirección preferente de segundo orden, con dirección N 124° E y buzamiento subverticales hacia el SE (Gig. n° 2).

- Hoja n° 10-25 Coria

Conteo de 101 polos de (S_1): dirección N 142° E y buzamiento subverticales al N y al S (Fig. n° 3).

- Hoja n° 11-26 Cañaveral

Contaje de 154 polos de (S_1): dirección N115° E y buzamientos subverticales hacia el SE (Fig. n° 4)

- Hoja n° 12-26. Serradilla

Contaje de 103 polos de (S_1): dirección N134° E y buzamientos de 30°S (Fig. n° 5).

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

Sobre la falsilla Schmidt. se ha realizado el contaje de 101 polos de S_1 , obteniéndose una dirección aproximada - preferente N 142°E y buzamientos próximos a la subverticalidad hacia el N y el S (Figura n° 9).

El origen de esta esquistosidad se debe a la 1^a fase de deformación hercínica, siendo subparalela al plano axial de los ejes de los pliegues producidos por dicha fase.

La esquistosidad de crenulación (S_2) se ha observado de visu en varios puntos y al microscopio en varias muestras. Al no haberse visto asociada a estructuras mayores, se supone que su origen es el resultado de un apretamiento

HOJA N° 9-25 ZARZA LA MAYOR

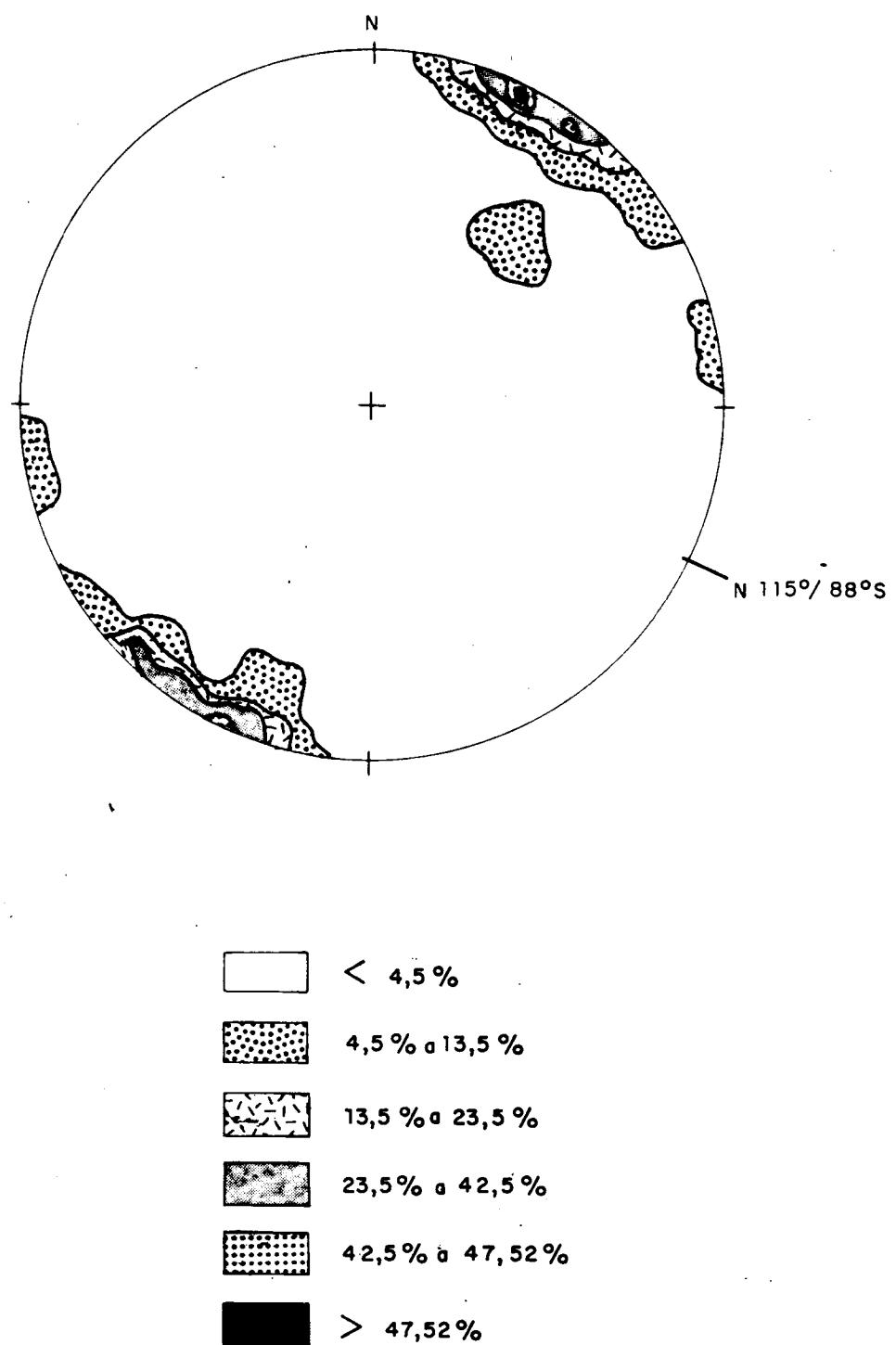


FIGURA N° 2 - Proyección de 21 polos de la equistostridad primaria S_1 . Falsilla de SCHIMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 10-25. CORIA

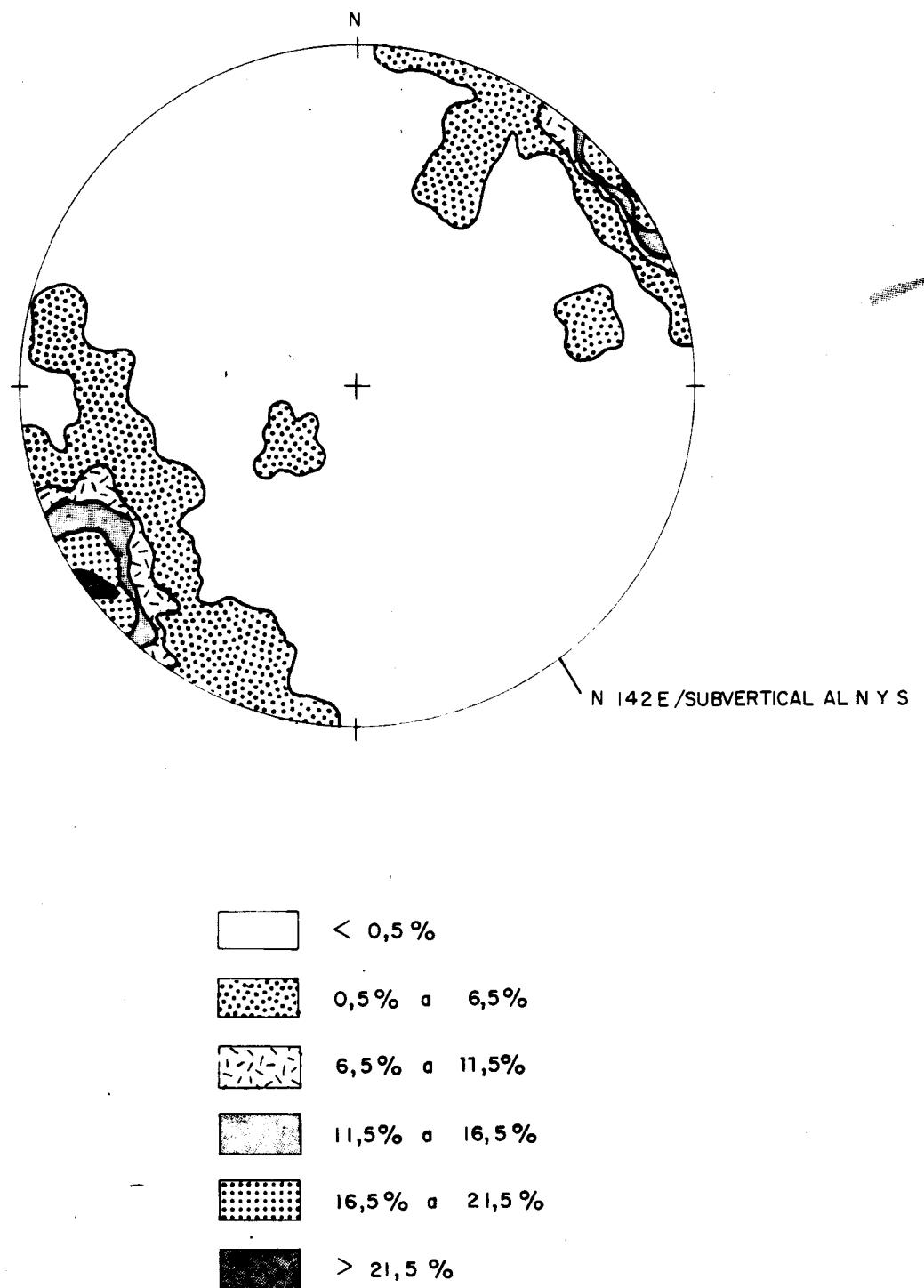


FIGURA N° 3 - Proyección de los polos de la equistosidad primaria S₁. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 12-26. SERRADILLA

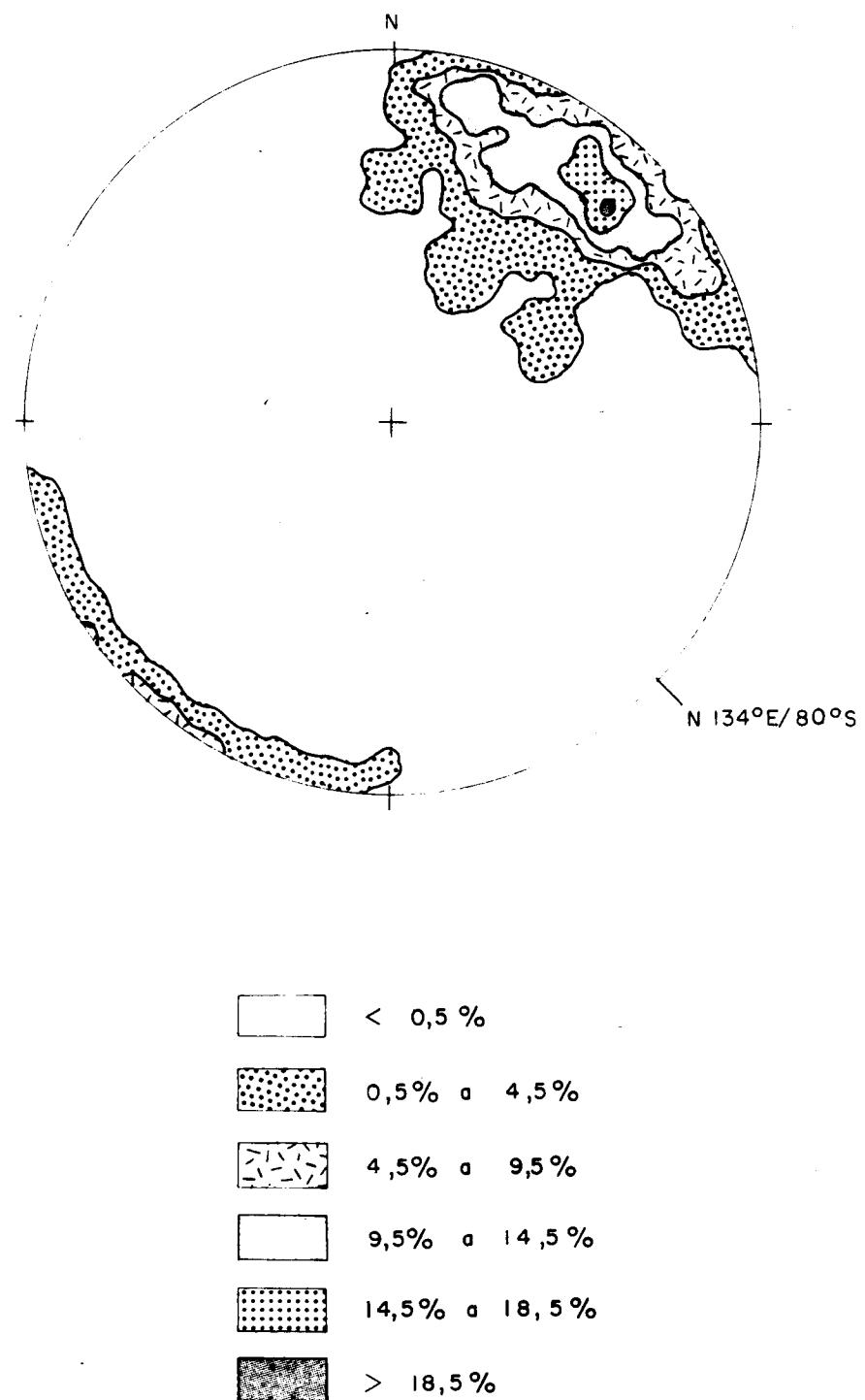


FIGURA N° 4 - Proyección de 108 polos de la equistostidad primaria
S1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 11-26 CAÑAVERAL

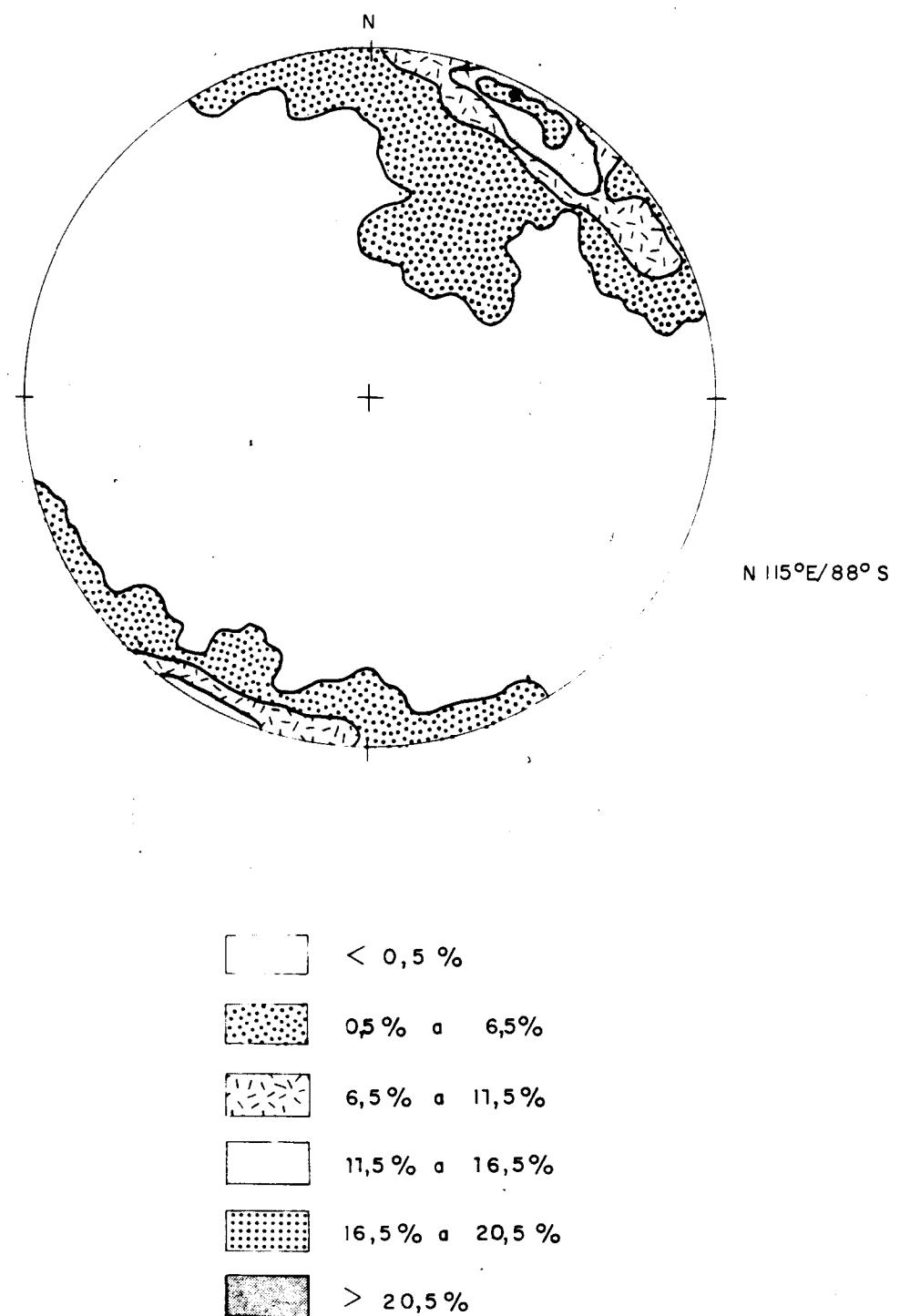


FIGURA N° 5 - Proyección de 154 polos de la equistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

relacionado con alguna fase hercínica tardía de poca intensidad.

3.3.- Lineaciones

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación origina una lineación L_1 que es paralela a los ejes de los pliegues de la 1^a fase de deformación Hercínica.

En cada una de las Hojas de la figura n° 1 se han realizado sobre una falsilla Schmidt, el contaje de polos de (L_1), obteniéndose para cada una de ellas los siguientes resultados:

- Hoja n° 9-25 Zarza la Mayor

Contaje de 19 polos de (L_1): dirección N 132° E y buzamiento de 27° hacia el SE (fig. n° 6).

- Hoja n° 10-25. Coria

Contaje de 100 polos de (L_1): dirección N 138° E con buzamientos de 23° y 32° al S. (Fig. n° 7)

- Hoja n° 11-26 Cañaveral.

Contaje de 153 polos de (L_1): dirección N130° E y buza

miento 38° N. Un segundo máximo aparece con dirección N 158° E y buzamiento 19° N (Fig. n° 8)'

- Hoja n° 12-26 Serradilla

Contaje de 90 polos de (L_1): dos máximos de direcciones N 135° E y N 145° E con buzamientos de 38° N y 28° N respectivamente (Fig. n° 9)

Para estas zonas, se observa que existe una dirección general de (L_1) que varia de N 132° E a N 158° E. Con puntos máximos establecidos, para el buzamiento de 19° a 38° tanto al N como al S.

Sobre una falsilla Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 100 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 10), resultando un máximo bien definido con dirección N 138° E y buzamientos de 23° y 32° S.

Por otra parte, las lineaciones de crenulación (L_2) se deben a la intersección del plano de esquistosidad (S_2) con el plano anterior al que crenula, por lo general, la esquistosidad de flujo (S_1).

3.4.- Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la presente Hoja:

HOJA N° 9-25. ZARZA LA MAYOR

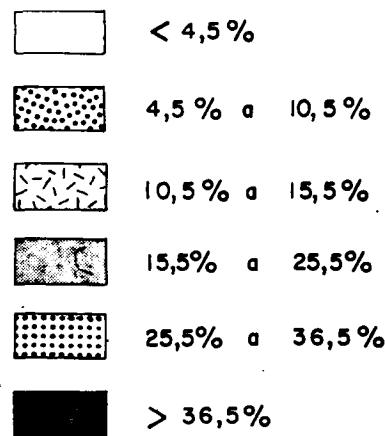
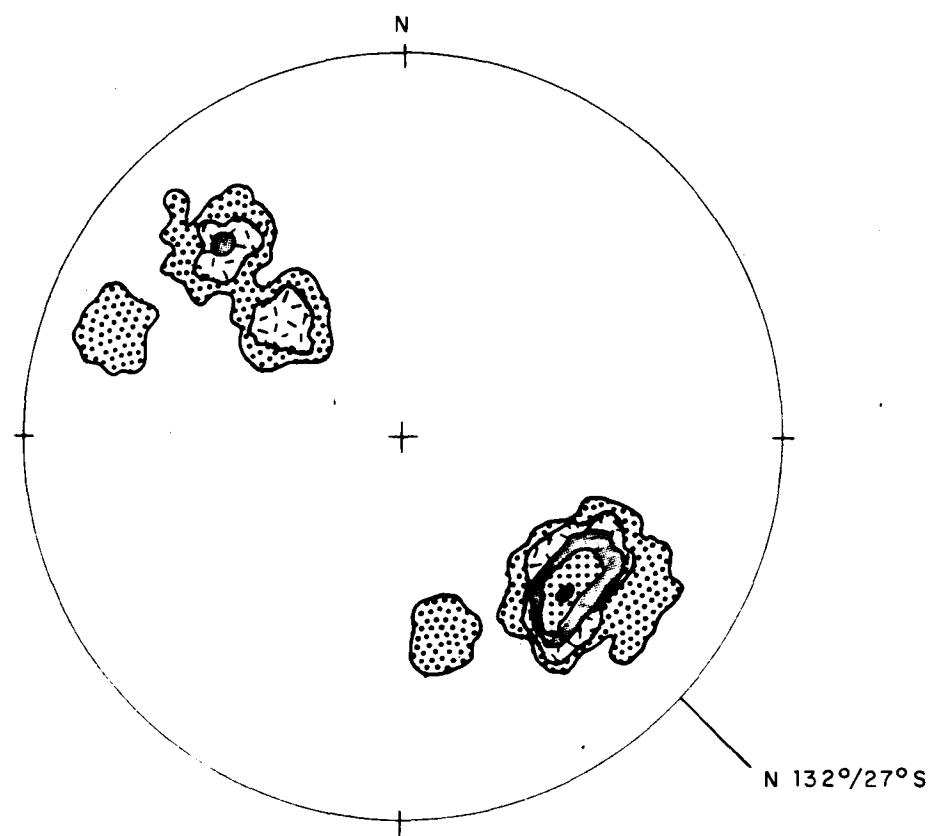


FIGURA N° 6 - Proyección de 19 polos de la lineación de intersección L₁ Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 10-25 CORIA

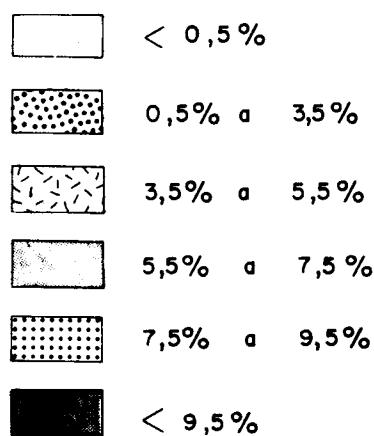
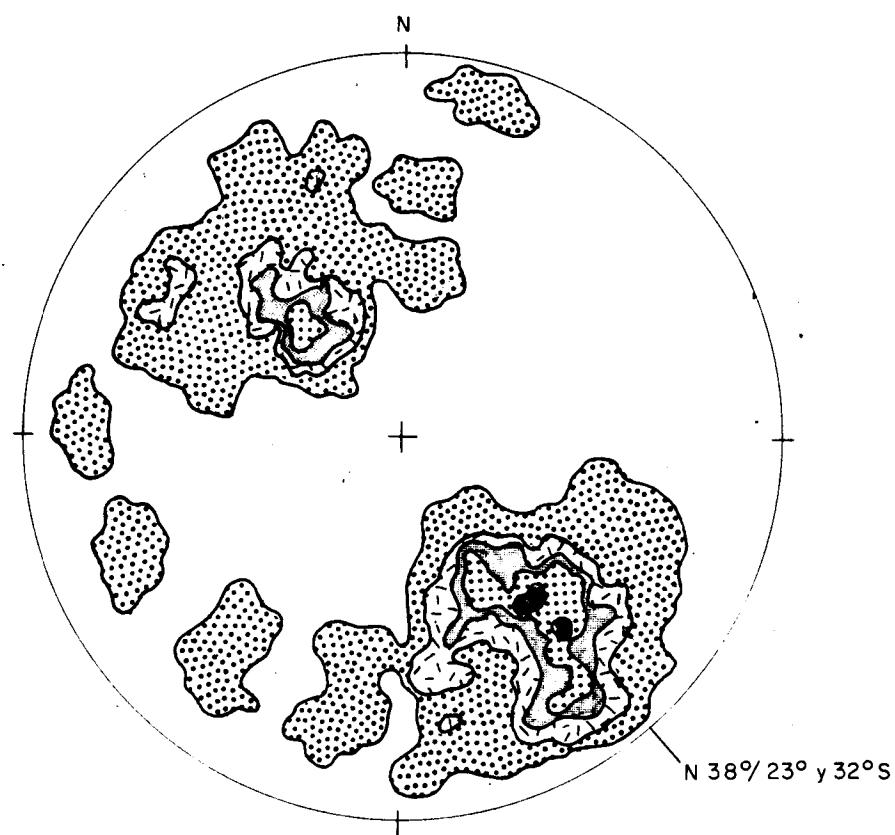


FIGURA N° 7 - Proyección de 100 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 12-26. SERRADILLA

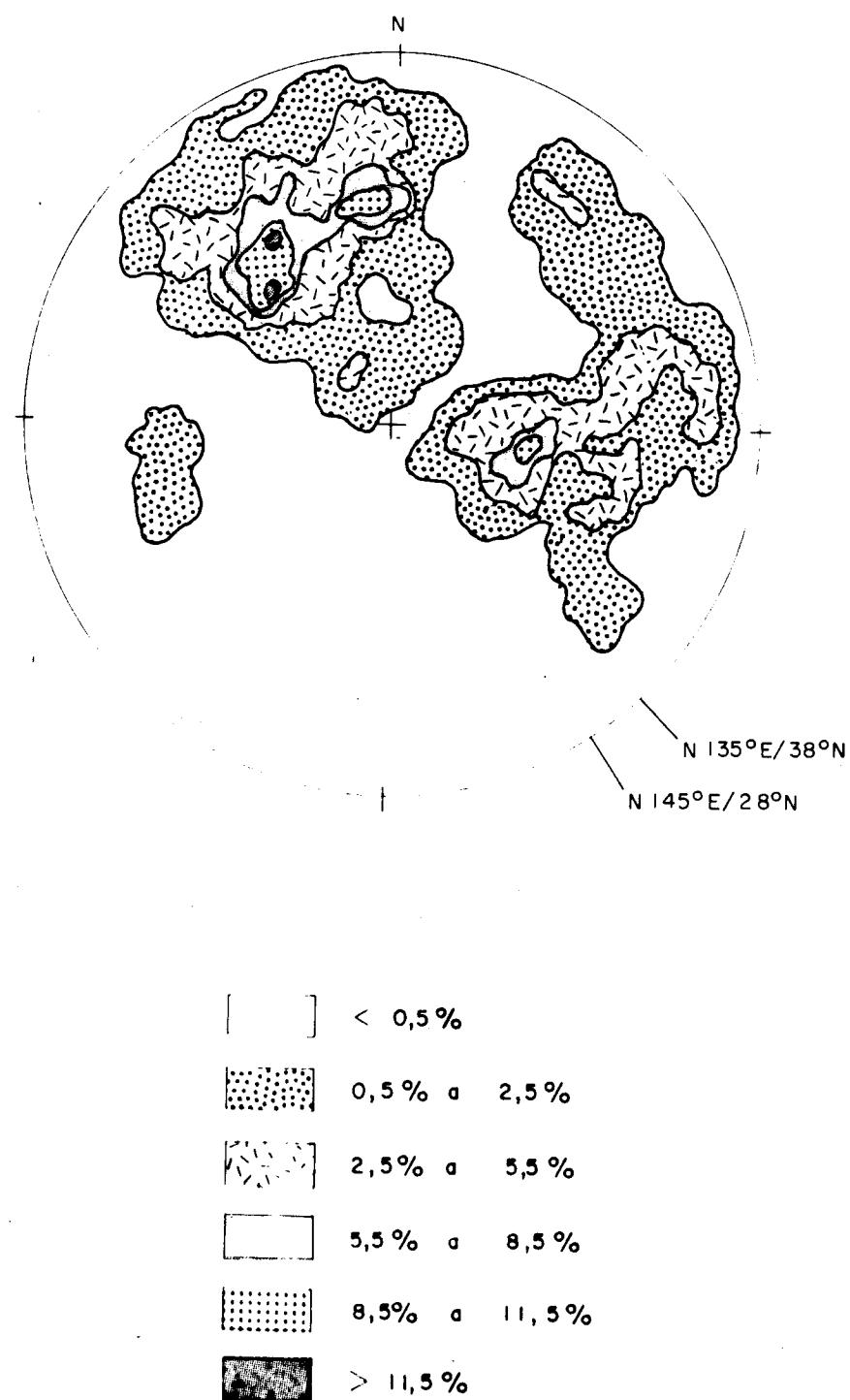


FIGURA N° 8 - Proyección de 90 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N° 11-26. CAÑAVERAL

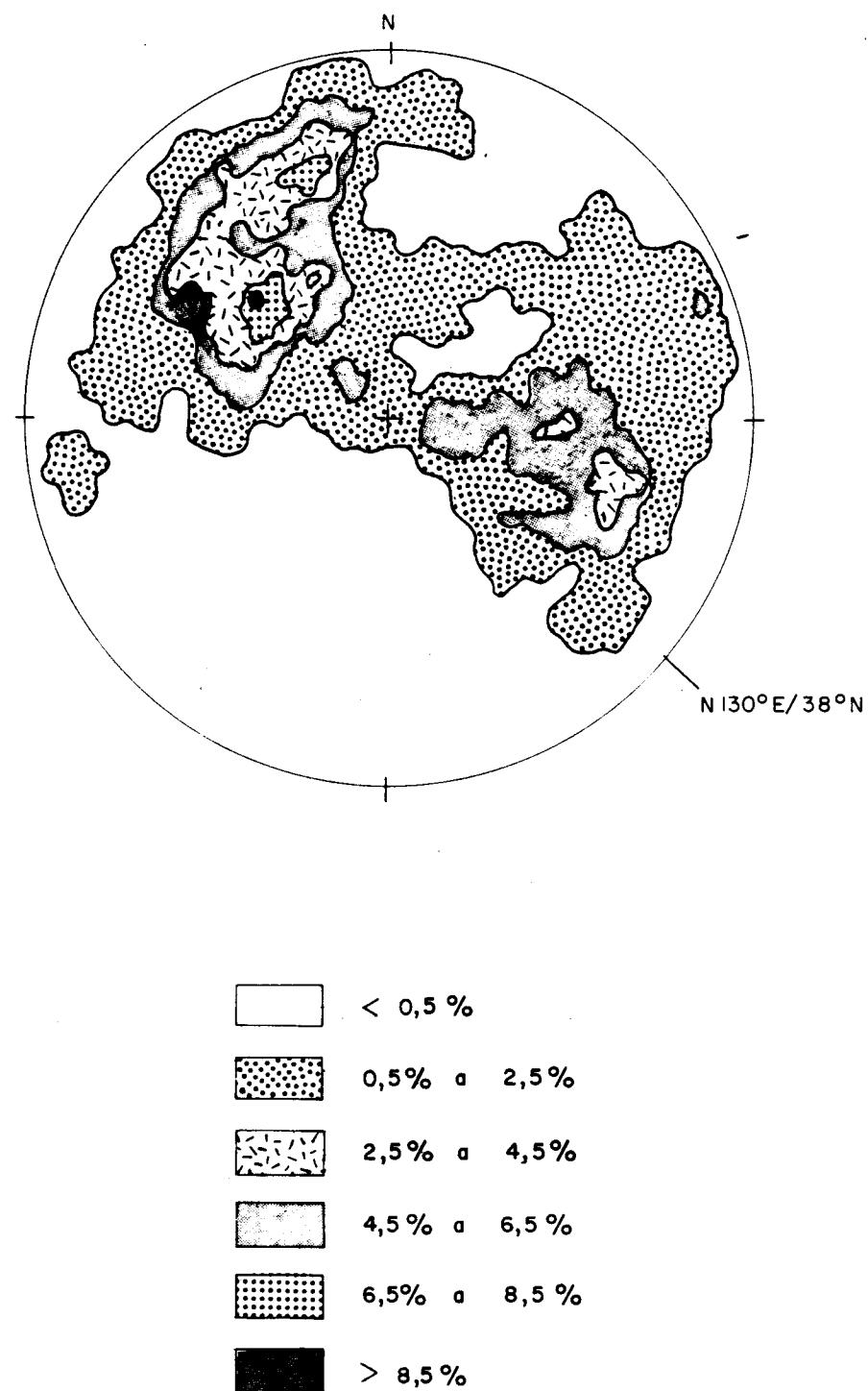


FIGURA N° 9 - Proyección de 158 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

- Paralelas a las estructuras

Esta familia está poco definida debido, quizas a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, y presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° 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 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 10-28 Arroyo de la Luz), se dedujo la similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970) en el norte de Portugal, es decir, debe de 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 originados por esfuerzos tardihercínicos, cuyas direcciones más importantes se pueden incluir dentro de los siguientes sistemas.

1.- Dirección N 35° - 45°E

Constituyen a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla de Plasencia-Alentejo. Esta fractura, que tiene un recorrido de más de 400 km de longitud corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal superior, en zonas, a los 3 km, y se encuentra situada a escasos km al E. de la presente hoja.

En esta zona se observan fracturas de este tipo en donde el desplazamiento máximo producido en la horizontal no supera los 800 m.

En las áreas graníticas muchas de estas aparecen rellenas de cuarzo con mineralizaciones de volfranio.

2.- Dirección N-S

- Tienen escasa representación y son en su mayoría dextro giras con desplazamientos que no superan los 50 m.

3.- 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 des

garre senestras, que en horizontal alcanza un máximo de movimiento de 1,5 km y que llevan asociadas un ligero - desplazamiento vertical inverso. A estas van asociados los diques diabásicos existentes en este batolito.

Como se puede observa, diques de cuarzo de dirección - N 35-45° E aparecen cortados por este tipo de fracturas lo que nos indica que este último sistema es posterior al ya descrito.

INFORME ESTRATIGRAFICO

I N D I C E

1.- INTRODUCCION

1.1.- Paleozoico

1.1.1.- Comparación de tramos

1.1.2.- Niveles faunisticos de interes

1.2.- Terciario

1.2.1.- Cuenca de Moraleja

1.2.2.- Cuenca de Coria

1.2.3.- Cuenca de Talavan-Torrejon el Rubio

1.2.4.- Cuenca del Rio Tietar

1.2.5.- Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

1.3.- Paleogeografia

1.- INTRODUCCION

El presente informe tiene como finalidad al comparación esquemática de las formaciones paleozoicas existentes en las 16 hojas geológicas E 1/50.000, pertenecientes a la provincia de Cáceres, realizadas por INTECSA durante los años 1978 y 1980-1982.

También se incluye un esquema general de las diferentes cuencas terciarias que aparecen en las hojas del año 1982.

1.1.- Paleozoico

Se han considerado cuatro zonas de estudio que corresponden dos de ellas (Sinclinales de Membriño 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 noreste-occidentales de las Sierras de San Pedro y Sierras de Gárrapata-Conchuelas respectivamente, cuya continuación hacia el sur da lugar a los relieves del borde de la Zona Centroibérica peninsular (JULIVERT et al 1947) (Fig. nº1).

En la figura nº 2 se observan graficamente 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.

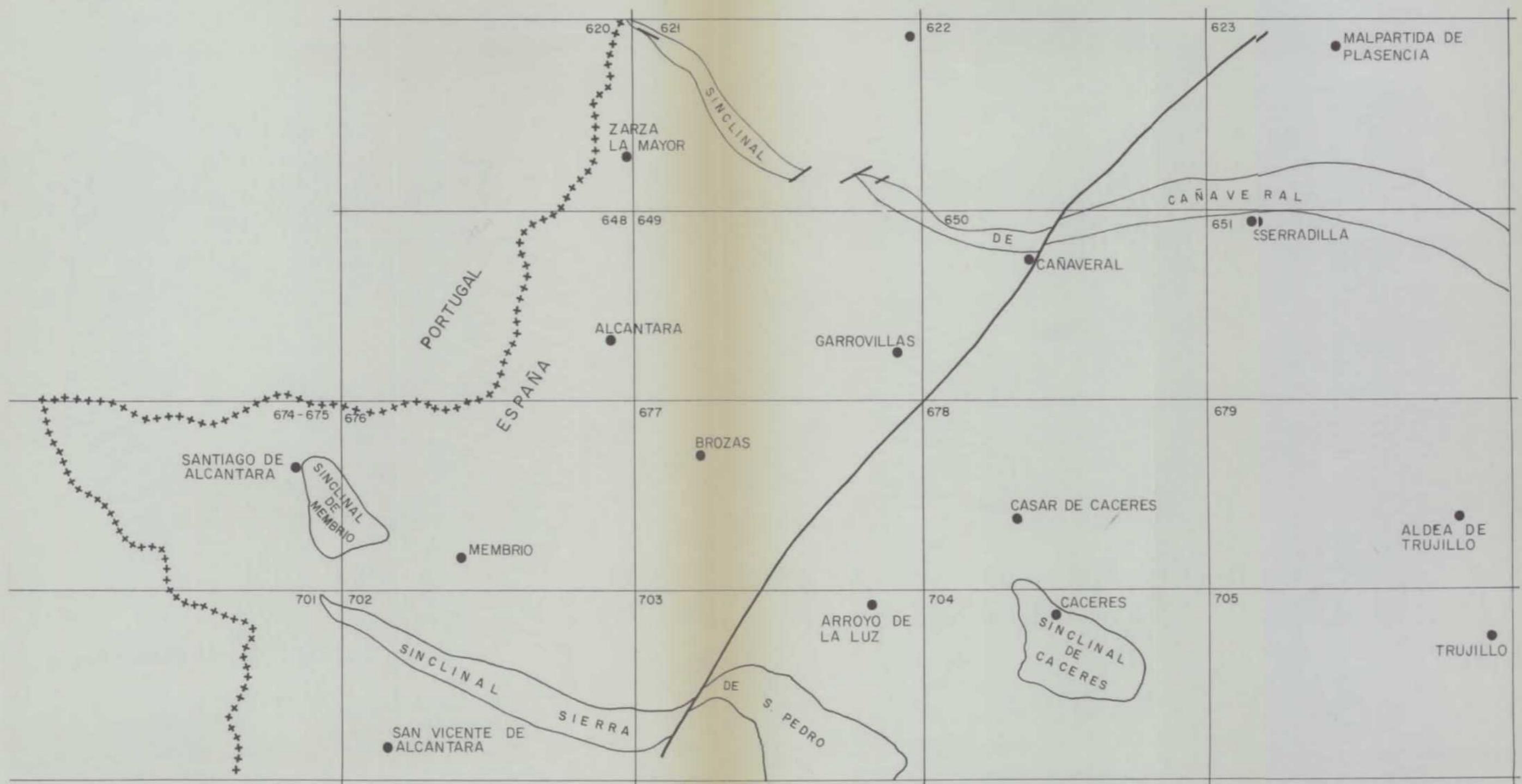


FIGURA nº 1
SITUACION GEOGRAFICO DE LOS SINCLINALES DE MEMBRIOS, CACERES
SIERRA DE S. PEDRO Y CAÑAVERAL. (NUMERACION DE HOJAS TOPOGRAFICAS
ESCALA 1:50.000)

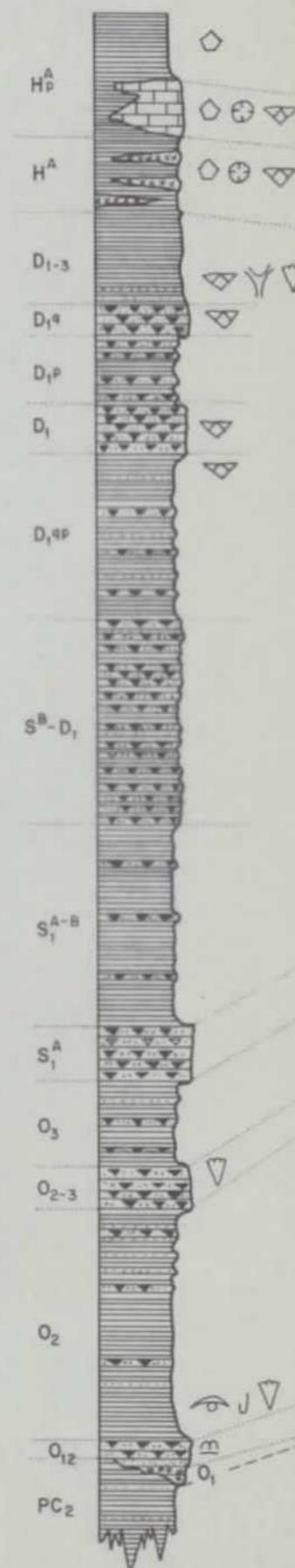
UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS

| | | |
|--------------|----------|---|
| CARBONIFERO | INFERIOR | H ^A _P |
| | | H ^A _C |
| | | H ^A |
| DEVONICO | SUPERIOR | D _{I-3} |
| | INFERIOR | D _{I4} |
| | | D _{I5} |
| | | D _{I6} |
| SILURICO | SUPERIOR | S ^B -D _I |
| | INFERIOR | S ^{A-B} _I |
| | | S ^A _I |
| | | S ^{B-D} _I |
| ORDOVICICO | SUPERIOR | O ₃ |
| | MEDIO | O ₂₋₃ |
| | | O ₂ |
| | INFERIOR | O ₁₂ |
| | | O ₁ O _I ^{Cg} |
| PRECAMBRYICO | SUPERIOR | PC ₂ |

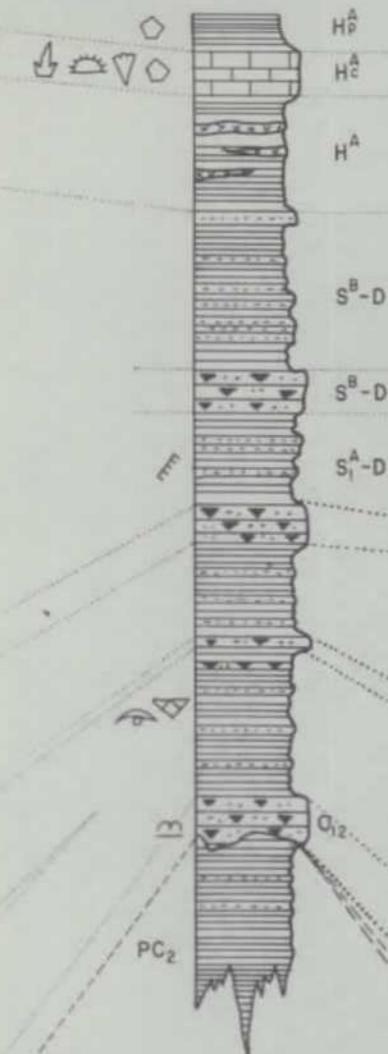
BIOESTRATIGRAFIA

- ☀ EQUINIDOS
- ◇ CRINOIDES
- ▽ LAMELIBRANQUIOS
- ⌚ TRILOBITES
- ⌚ OSTRACODOS
- ⌚ BRIozoOS
- ⌚ CONODONTOS
- ⌚ GRAPTOLITES
- ⌚ CORALES
- ⌚ ICNOFOSSILES
- ⌚ BRAQUIOPODOS

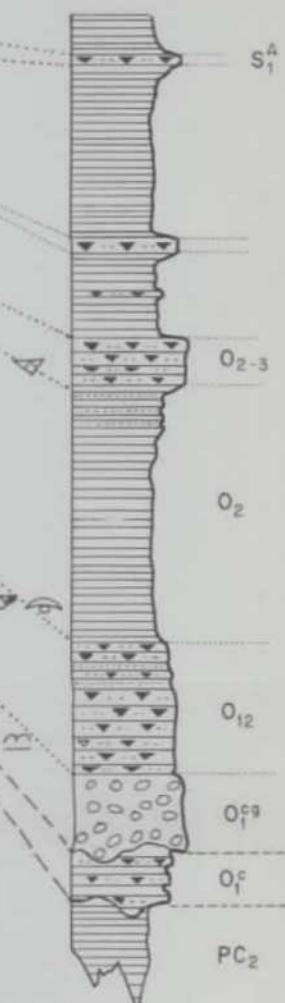
SIERRA DE SAN PEDRO



SINCLINAL DE CACERES



SINCLINAL DE CAÑAVERAL



SINCLINAL DE MEMBRI



Escala 1:100.000

FIG. n° 2 COLUMNAS TIPO DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS EN LA PROVINCIA DE CACERES

1.1.1.- Comparación de tramos

En la fig. nº 3 se exponen las potencias por tramos correlacionables, a partir de las cuales se pueden observar las siguientes variaciones:

ORDOVICICO

0_1 Se inicia el Ordovicico, 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 (0_{12}), no podemos descontar la existencia de dicho tramo detrítico en otros puntos, aunque eso si de forma discontinua.

0_1^C Corresponde a un tramo de pizarras que intercala niveles de areniscas rojas y cuarcitas blancas. Sólo están presentes en el Sinclinal de Cañaveral y su potencia varia de 0 a 100 m.

0_1^{CG} Sobre los materiales 0_1^C se dispone, discordantemente, un tramo conglomeratico con cantos deformados según los planos de esquistosidad (S_1) que sólo están presentes en el Alto de la Silleta (Sinclinal de Cañaveral). Su potencia varia de 0 a 100 m.

| | | SIERRA DE SAN PEDRO | SINCL. MEMBRI | SINCL. CAÑAVERAL | SINC. CACERES | | |
|------------|--|--------------------------------|---------------|------------------|---|--------------------------------|---------------------|
| CARBONIF. | | H ^A | 400 m. | | 50-60 m. | | |
| | | H ^B | 0-175 m. | | 40-60 m. | | |
| | | H ^A | 70-100 m. | | 200 m. | | |
| DEVONICO | | D ₁₋₃ | 150-200 m. | | 200 m. | S ^B -D | |
| | | D ₁ ^q | 50-85 m | | 40-60 m. | S ^B -D ^q | |
| | | D ₁ ^p | 70-300 m. | | | | |
| | | D ₁ | 30-55 m. | | | | |
| | | D ₁ ^{qp} | 200-250 m. | | | | |
| SILURICO | | S ^B -D ₁ | 280-310 m. | | 150 m | S ₁ ^A -D | |
| | | S ₁ ^{A-B} | 270-300m. | | | | |
| | | S ₁ ^A | 70-80 m. | | 50 m | S ₁ ^A | |
| ORDOVICICO | | O ₃ | 150-200 m. | | 260-350 m. | 150 m. | |
| | | O ₂₋₃ | 50-80 m. | 15 m. | 60 m. | 10 m. | |
| | | O ₂ | 300-350m. | 400-450m. | 300-350 m. | 200 m. | |
| | | O ₁₂ | 12-40 m. | 30-40 m. | 180-200m. | 35-45 m. | |
| | | O ₁ | 0-40m. | - | O ₁ ^{qa} O ₁ ^c | 0-100 m. | |
| | | | 2102-2965m. | 445-505m. | 905-1275 m. | 1125-1185 | POTENCIAS TOTALES |
| | | | | | | | SILURICO - DEVONICO |

FIG. nº 3 RELACION DE LAS POTENCIAS POR TRAMOS ESTABLECIDOS EN CADA UNA DE LAS COLUMNAS TIPO

0₁₂ Este tramo correspondiente a la cuarcita - armoricana skidawiense; aparecen con una - potencia bastante uniforme (del orden de - los 35-40 m de media) en los Sinclinales - de la Sierra de S. Pedro, Membrío y Cáceres, no así en el Sinclinal de Cañaveral en donde existen potencias próximas a los 200 m.

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

Dentro de la serie establecida para el Sinclinal de Membrío, se puede ver que existe un tramo -- (0₂₁₋₂₂) formado por cuarcitas y areniscas cuarcitas, sólo representable en esta zona con entidad cartográfica a E 1/50.0000.

0₂₋₃ 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 Membrío y Cáceres no superan los 15 y 10 m. respectivamente.

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

SILURICO

S₁^A Se inicia el Silúrico con un tramo cuarcítico que es muy uniforme a escala regional con potencias que varian de 50-80 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 incluído en el tramo cuarcítico infrayacente (S₁^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 (S₁^{A-B} ; S₁^{B-D} ;

D_1QP ; 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_1^A Se inicia el Carbonífero Inferior con un tramo formado por tobas, lítitas, 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_2^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.

1.1.2.- Niveles faunísticos de interés

En la Fig. nº 2 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 -- (O_{12}) 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 (O_2).
- 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 (O_{2-3}).

- 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_1^{qp} ; D_1 ; D_{1q} y - D_{1-3}) en la serie establecida para el Sinclinal de la Sierra de San Pedro.
- El tramo D_q constituye un buen nivel guía al parecer, 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.

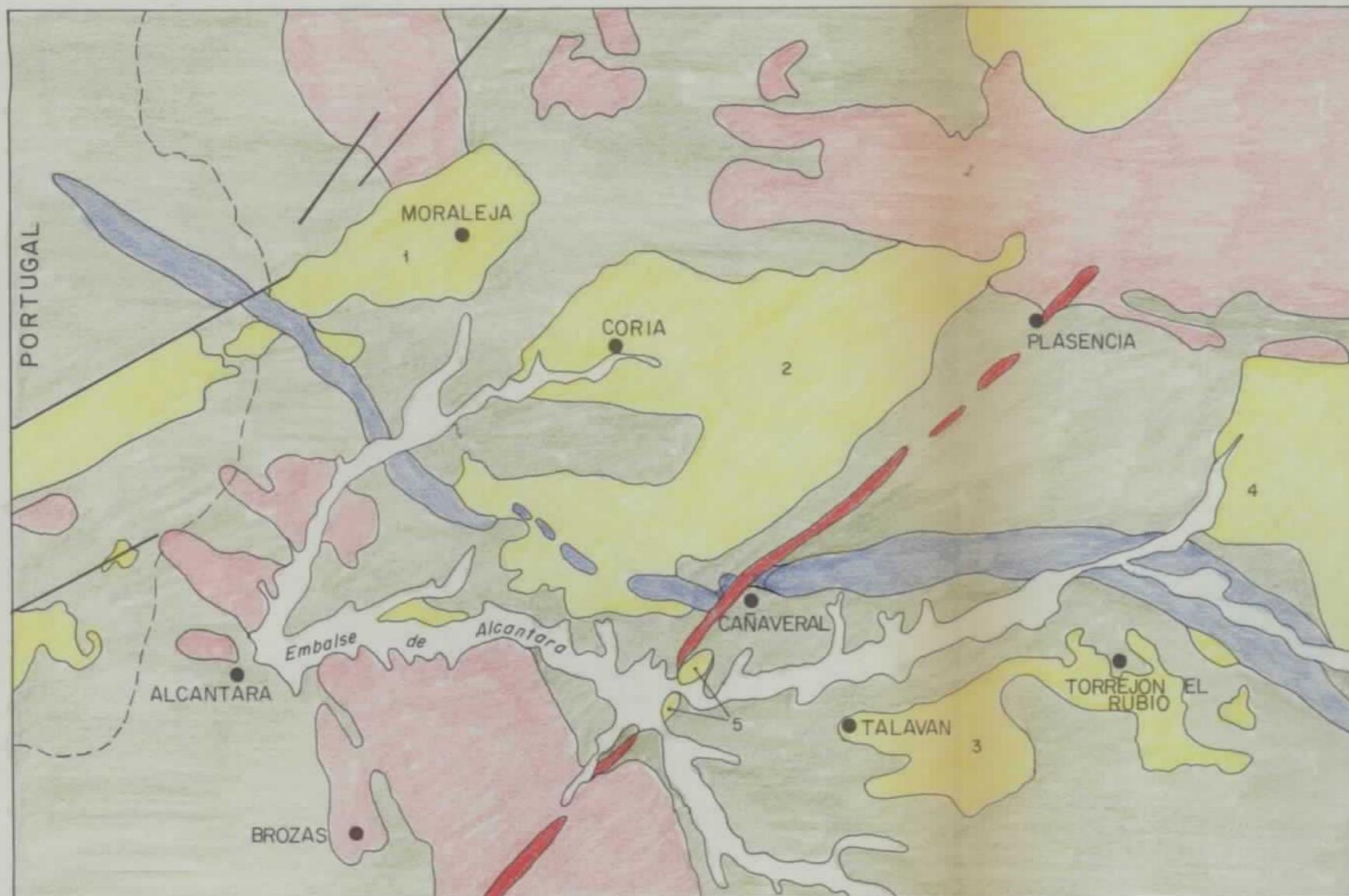
1.2.- Terciario

Se exponen a continuación las características generales de las diferentes cuencas neógenas definidas en el presente estudio. Su distribución geográfica queda reflejada en la figura 4.

1.2.1.- 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 kms. de longitud (figuras nº 4 y 5).

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 diferenciadas (figura 5): 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.



LEYENDA

- [Yellow box] Terciario
- [Blue box] Paleozoico (Ordovícico - Silúrico inferior)
- [Light Green box] Precámbrico superior
- [Pink box] Rocas igneas
- [Red line box] Dique Alentejo - Plasencia

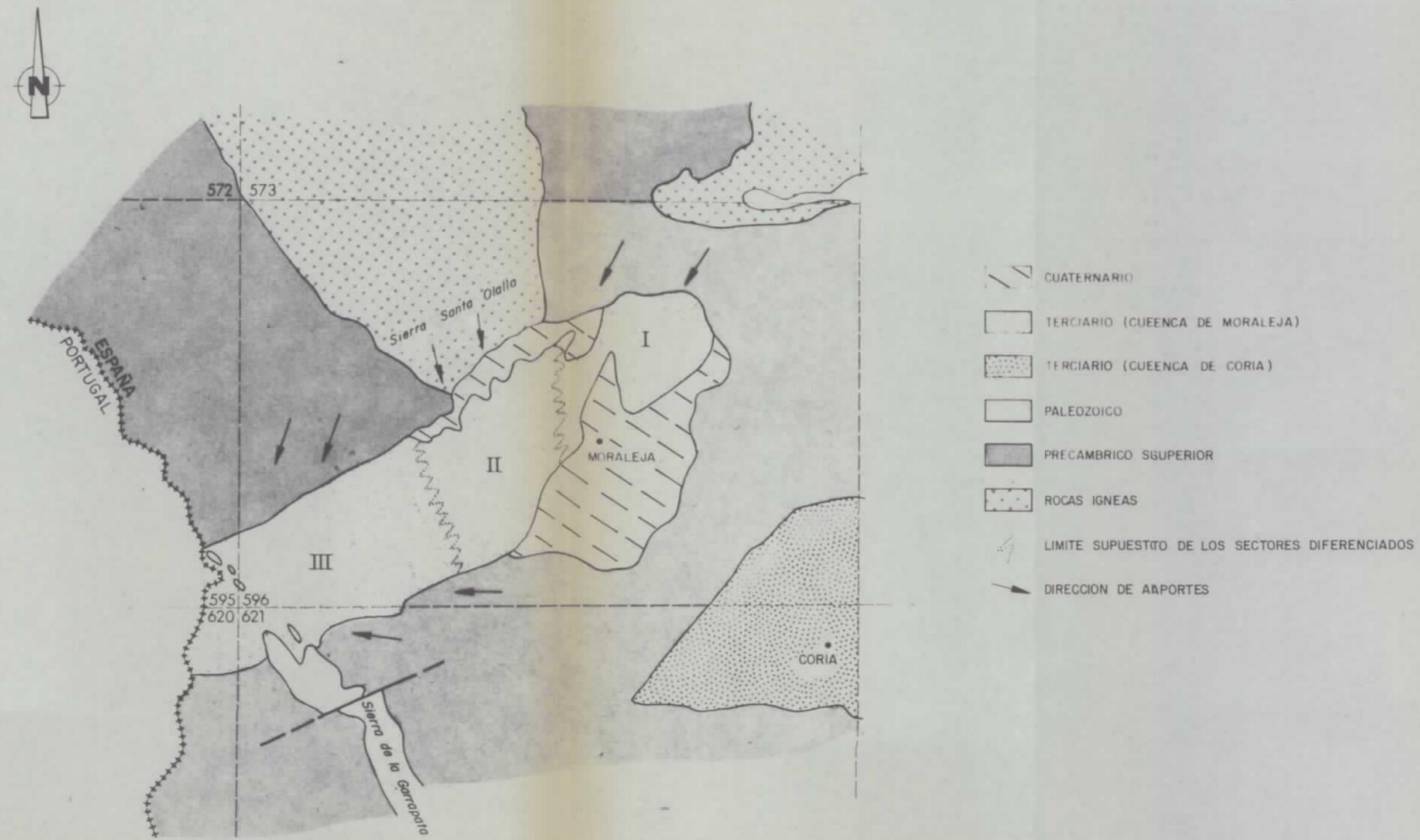
- 1 Cuenca de Moraleja
- 2 Cuenca de Coria
- 3 Cuenca de Talaván - Torrejón del Rubio
- 4 Cuenca del Río Tietar
- 5 Sedimentos asociados a la fisura de Alentejo - Plasencia

FIGURA nº 4
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



1.2.2.- 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 o E-W y otra NE-SW (N50°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 (ver figuras 4 y 6).

Los sectores que se pueden diferenciar en esta cuenca y sus características son los siguientes (su ubicación queda gráficamente expresada en la figura nº 6).

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

Sector II: caracterizado litológicamente por arcasas, niveles de conglomerados y arcillas de po

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

ESCALA 1:200.000

- [diagonal lines] CUATERNARIO
- [white box] TERCARIO (CUENCA DE CORIA)
- [white box] PALEOZOICO
- [grey box] PRECAMBRICO SUP.
- [diagonal lines] ROCAS IGNEAS
- [diagonal lines] DIQUE ALENTEJO - PLASENCIA
- [wavy line] LIMITE SUPUESTO ENTRE SECTORES
- [arrow] DIRECCION DE APORTES

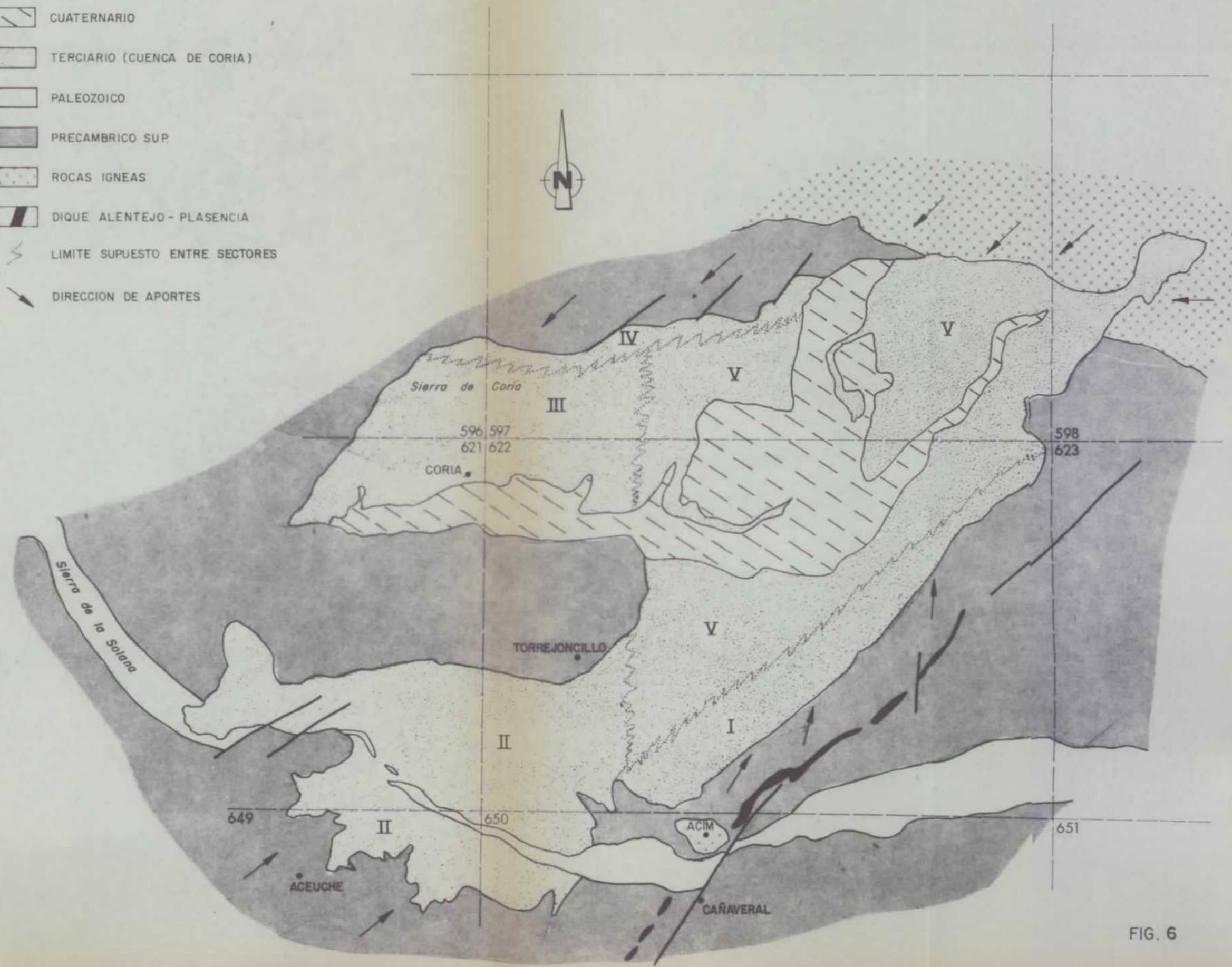


FIG. 6

sible procedencia SW (batolito de Cabeza de Ara-ya). 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 en-
cuentra la localidad de Coria. Litológicamente -
se distinguen en general tres tipos de facies: -
arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarille-
tas micáceas y limos, arcillas y arenas de grano
fino.

Este sector puede corresponder a una evolución -
del sector V.

Sector IV: Litologicamente constituido por con-
glomerados y arenas y localizado al norte del -
sector IV. Correspondría a una facies de borde
de cuenca.

Sector V: eminentemente arcósico con procedencia
del NE.

1.2.3.- Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio

Se localiza el Sur de la Sierra de las Corchue-
las, extendiéndose preferentemente por la zona -
centro y sur de la Hoja de Serradilla y prolongán-
dose por el Oeste hasta la localidad de Talaván,

por el Sur hasta la de Monroy (Fig. 4) 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 otro superior, que se extiende por toda la cuenca, formada por arenas feldespáticas y gravas.

1.2.4.- Cuenca del Río 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 arcósisicas de grano grueso, procedentes de las masas graníticas situadas al N y NE (Fig. 4).

Esta cuenca está rellena fundamentalmente por arenas arcósisicas y subarcosicas de grano grueso y muy grueso de tonos blanquecinos, entre los que se individualizan esporádicamente algún nivel lentejonar conglomerático de composición más cuarcítica. Son frecuentes los niveles arenosos endurecidos.

1.2.5.- Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

Se trata de una cuenca muy restringida asociada a la falla de Plasencia (Fig. 4) y cuyos afloramientos quedan en la actualidad parcialmente cubiertos por el embalse de Alcántara.

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 arcósicas, fangos arenosos y conglomerados que se disponen dando geometrías fundamentalmente tabulares que, por lo general, presentan una inclinación de 10-15° hacia el Sur.

1.3.- Paleogeografia

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron - sobre una corteza silicea 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 (Río Alagón, hoja nº 10-25 Coria).

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detritica de edad Cámbrico Inf-Med. no presente en la zona por efecto de la fase Sardica, 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 daria 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 Sardica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

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

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersion 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 Ordovicico, 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 Ordovicico 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 detriticos 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 tufíticos (Hojas nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla respectivamente).

La serie detrítica continúa en el Silúrico Superior y Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que origina 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 arrasaria gran parte de los sedimentos devónicos, que si 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 anteordovicicos serán deformados por la Orogenia Hercinica 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 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 del batolito de Cabeza de Araya, Acim y Zarza la Mayor, que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovicicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Sinclinal de Cáceres).

A continuación y como hecho estructural más relevante, se produce la falla senesstra de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos horizontales de hasta 3 km.

A partir del Carbonífero el área se encuentra emergida y es en el Terciario cuando tiene lugar la sedimentación de los depósitos continentales en cuencas muy restringidas y próximas entre sí. Estas son las que hemos denominado: Coria, detriticos asociados a la falla de Plasencia, Talaván-Torrejón el Lucio, Moraleja y Tietar

El relleno de las cuencas terciarias en esta zona se realizan en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales. No existen evidencias paleontológicas para fijar su comienzo que se pueda establecer, no

obstante, simultáneamente al relleno de la gran depresión del Tajo.

Los relieves previos, su naturaleza litológica, el tipo 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.

El primero proporciona sedimentos arcilloso-fangosos e incluso conglomerados de cantes de esquisto y cuarzo y más raramente areniscas. El segundo proporciona fundamentalmente cantes cuarcíticos, arenas y el tercero condiciona la sedimentación de areniscas feldespáticas.

En conjunto las cuencas responden a un modelo de relleno centripeto procediendo los sedimentos de los relieves -- marginales. La orografía previa va a condicionar también la distribución de sedimentos. Dentro de este esquema general de acuerdo con su estilo tectónico se pueden clasificar en dos grupos. En el primero el relleno está ligado al menos en uno de sus bordes a la evolución de una falla cuyo plano elevado limita la depresión. Es el caso de las cuencas de Coria, Tajo (SW de Cañaveral) y Moraleja. Sus ejes se alinean más o menos paralelos a los accidentes que las limitan. En el segundo tipo el relleno no se relaciona directamente con accidentes, sino que responde más bien a un hecho paleomorfológico, Es el caso de las Cuencas de Talaván-Torrejón el Rubio y Tietar.

La representación más baja del relleno terciario tiene lugar en el sector centro oriental de la cuenca de Coria, estando representado por depósitos propios de un sistema fluvial de procedencia Norte. Este sistema evoluciona en vertical hacia condiciones con características más distales probablemente lacustres. El relleno en el sector SO el sistema fluvial tiene características mucho más proximales y los aportes proceden del sur. Este sector estaría separado en dos zonas por relieves del sinclinal de Cañaveral que condicionarían la existencia de depósitos de pendiente e incluso "debris flow" previas a la instalación del sistema fluvial.

En el relleno de la Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio se pueden distinguir dos etapas. La primera representada por sedimentos fluviales cuya naturaleza litológica permite relacionarlos con el desmantelamiento de un zócalo profundamente alterado y su depósito en una cuenca endorreica. Durante la segunda etapa el relleno es expansivo con respecto a la etapa anterior y al mismo tiempo cambia la naturaleza de los materiales aportados que podrían relacionarse con relieves menos alterados y/o en estado de rejuvenecimiento. Durante esta etapa es posible que se estableciera la comunicación con la cuenca del Tietar que recibe sus aportes de las áreas graníticas de la Sierra de Gredos.

El sector de Moraleja representa un relleno fluvial cuya procedencia es del oeste, controlado en parte por los relieves de la sierra paleozoica que llegan a dar al sistema aportes laterales.

En los depósitos detríticos del Tajo ligados al dique de Plasencia y fallas asociadas, debido a su configuración no llega a desarrollarse un verdadero sistema fluvial, siendo depósitos de "debris flow" ligados a un sistema de fracturas.

Finalmente, el establecimiento de la historia evolutiva simultánea de todas estas cuencas, dada la ausencia de un control paleontológico, podría hacerse en base a los filosilicatos presentes. En este sentido es muy probable la existencia de una primera etapa de relleno común en las cuencas de Moraleja (sector de Zarza) y de Talaván-Torrejón el Rubio, caracterizada por la existencia de palygorskita, y una segunda etapa controlada en las cuencas de Talaván-Torrejon el Rubio, Moraleja (sector de Zarza) y Coria donde no se ha detectado la palygorskita.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, van a configurar en el cuaternario la actual morfología de la hoja.

INFORME GEOQUIMICO

I N D I C E

1.- GEOQUIMICA

1.1.- Batolito de Cabeza de Araya

1.2.- Stock de Zarza la Mayor-Ceclavin

1.3.- Stock de Pedroso de Acim.

1.4.- Diques de diabasa.

1.5.- Gabros y diabasas del dique Alentejo-Plasencia

1.- GEOQUIMICA

Del conjunto de las rocas igneas de las hojas de Zarza la Mayor, Coria y Cañaveral se han realizado un número discreto de análisis químicos que si bien no nos permite hacer grandes generalizaciones geoquímicas (recordemos que cuatro de los análisis pertenecen a un borde de superficie insignificante del gran batolito de Cabeza de Araya), si nos da las suficientes orientaciones acerca de los procesos geoquímicos más interesantes.

Las muestras corresponden a las siguientes unidades:

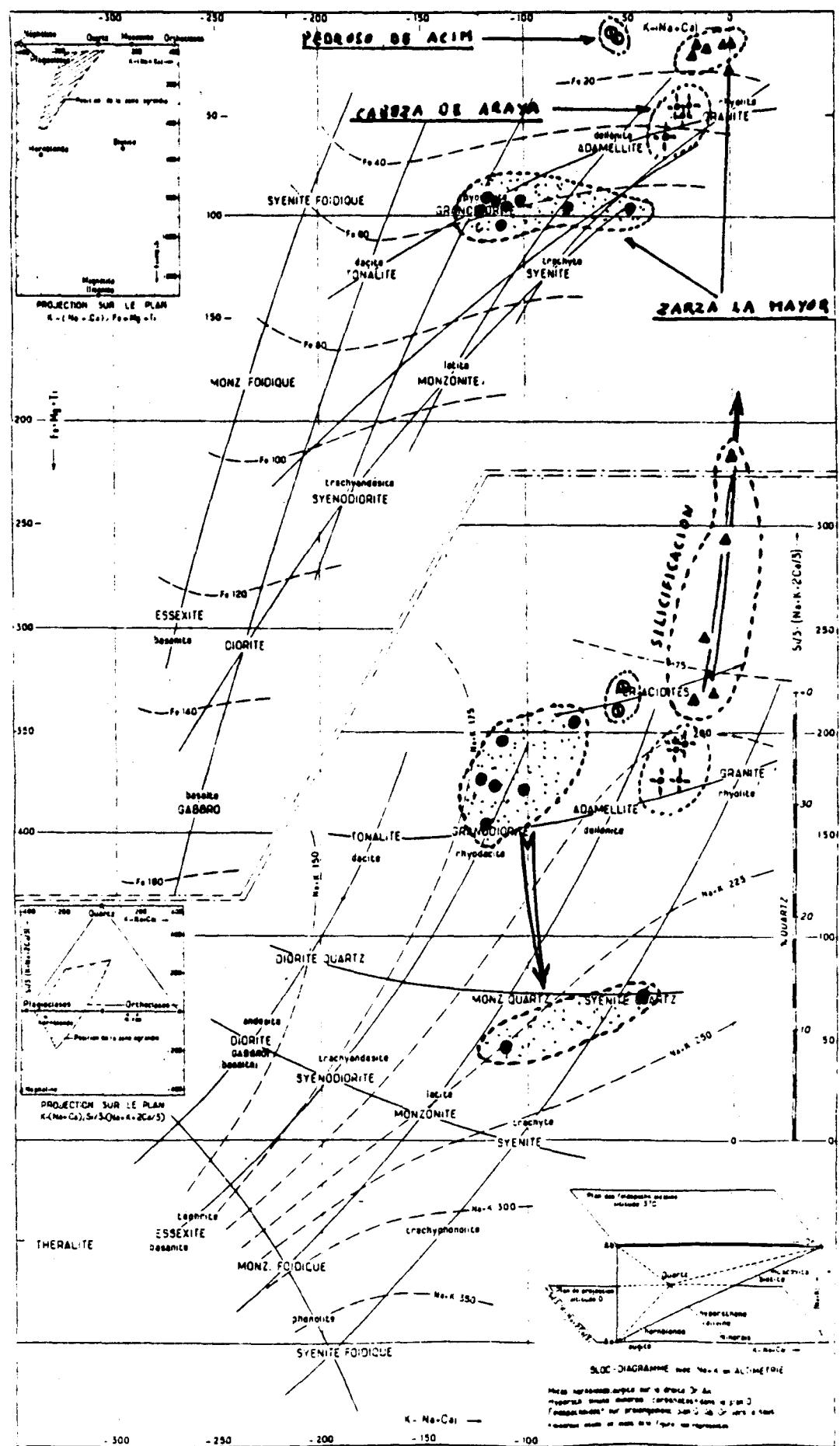
- batolito de Cabeza de Araya
 - granito biotítico-moscovítico cordierítico con megacristales feldespáticos.
 - microgranitos granatíferos con megacristales feldespáticos.
- stock de Zarza la Mayor-Ceclavin
 - tonalitas biotíticas
 - granitos moscovíticos
- stock de Pedroso de Acim (granito del Palancar)
 - granitos moscovíticos
- diques de diabasa
- gabros y diabasas del dique Alentejo-Plasencia.

1.1.- Batolito de Cabeza de Araya

En la tabla adjunta figuran los datos analiticos de las dos unidades cartografiadas.

| | granitos b-m con megacristales. | | microgranitos granatíferos con megacristal. | |
|--------------------------------|---------------------------------|--------|---|-------|
| SiO ₂ | 71,18 | 73,79 | 72,47 | 71,55 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,35 | 0,31 | 0,35 |
| Al ₂ O ₃ | 14,33 | 14,45 | 14,76 | 14,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,49 | 0,08 | 0,21 | 0,38 |
| FeO | 2,69 | 2,08 | 2,08 | 1,92 |
| MgO | 0,75 | 0,53 | 0,46 | 0,69 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,02 |
| CaO | 0,87 | 0,81 | 0,87 | 0,88 |
| Na ₂ O | 3,62 | 3,39 | 3,25 | 3,54 |
| K ₂ O | 4,60 | 4,47 | 4,60 | 4,82 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,23 | 0,17 | 0,16 |
| P.F. | 0,84 | 0,46 | 0,51 | 1,06 |
| TOTAL | 100,09 | 100,68 | 99,71 | 99,97 |
| Li | 233 | 238 | 204 | 87 |
| Rb | 278 | 338 | 250 | 233 |
| Sr | 44 | 25 | 28 | 57 |
| Ba | 564 | 509 | 619 | 728 |

En el diagrama milicationico de LA ROCHE, Fig. 1, en el que se representan los valores paramétricos siguientes: Si/3-(K+Na+2 Ca/3), (K-(Na+Ca)) y (Fe+Mg+T₁). Los granitos y microgranitos representados (cruces) caen en un --



campo transicional entre las adamellitas y los granitos, hecho que es perfectamente coherente con las observaciones microscópicas. La forma de la elipse apunta al vértice $K-(Na+a)=0$ donde se situa el punto figurativo del cuarzo, es lógico, por tanto, pensar en que los procesos de silicificación son importantes.

Los contenidos en Li y Rb son, por lo general, elevados y característicos de granitos que han sufrido alteraciones post magmáticas (albitización, moscovitización, etc...), el contenido en Sr es muy bajo hecho que refuerza la hipótesis de alteración tardía.

En el diagrama triangular, Flig. nº 2, de EL BOUSEILY y EL SOKKARRY (1975) se han representado con círculos negros - los datos analíticos de los granitos del batolito de Cabeza de Araya. Se observa bien la clara tendencia hacia los dominios diferenciados si bien es cierto que el contenido en elementos traza Rb-Sr-Ba no pueden considerarse anormal.

1.2.- Stock de Zarza la Mayor-Ceclavin

Está constituido por dos unidades petrográficas completamente diferentes: Los granitos moscovíticos y las tonalitas biotíticas en las que se incluyen algunos sienito-ides claramente relacionados con las tonalitas biotíticas.

En la tabla adjunta figuran los datos analíticos de las dos unidades cartografiadas.

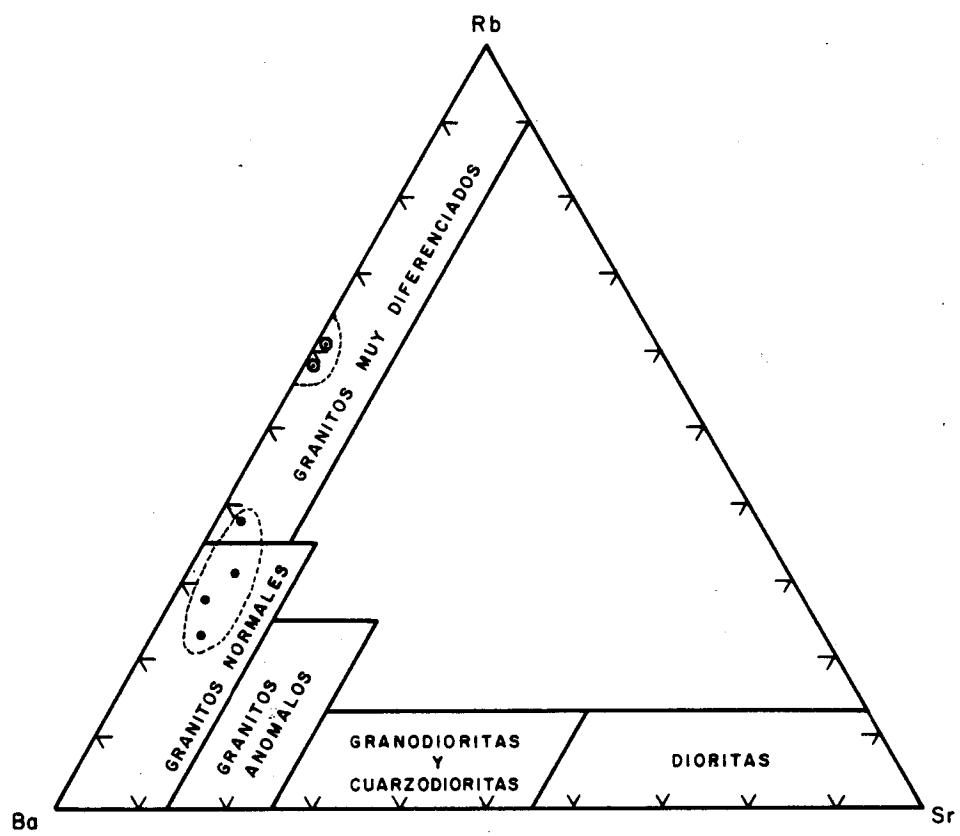


FIGURA nº 2

| | Granitos moscoviticos | | | | | "tonalitas biotiticas" | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|-------|--------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 75,79 | 73,80 | 80,24 | 84,68 | 74,12 | 67,88 | 67,88 | 67,16 | 69,65 | 68,59 | 58,89 | 61,52 | 69,15 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,22 | 0,18 | 0,19 | 0,05 | 0,66 | 0,66 | 0,66 | 0,53 | 0,62 | 0,75 | 0,57 | 0,62 |
| Al ₂ O ₃ | 13,82 | 14,92 | 11,63 | 8,61 | 14,92 | 15,70 | 15,86 | 16,96 | 15,55 | 15,70 | 18,84 | 19,00 | 16,17 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,27 | 0,12 | 0,01 | 0,18 | 0,52 | 0,35 | 0,69 | 0,42 | 0,05 | 1,02 | 1,38 | 0,89 | 0,55 |
| FeO | 0,46 | 0,59 | 0,68 | 0,58 | 0,59 | 3,13 | 2,65 | 3,00 | 3,13 | 2,60 | 3,17 | 2,82 | 3,17 |
| MgO | 0,21 | 0,19 | 0,19 | 0,15 | 0,25 | 1,71 | 1,52 | 1,48 | 1,91 | 1,30 | 1,75 | 1,64 | 1,55 |
| MnO | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 |
| CaO | 0,37 | 0,43 | 0,27 | 0,32 | 0,37 | 3,04 | 2,68 | 2,84 | 1,67 | 2,32 | 2,08 | 2,39 | 2,45 |
| Na ₂ O | 2,76 | 3,00 | 2,26 | 1,83 | 3,25 | 3,59 | 3,69 | 3,86 | 3,34 | 3,69 | 5,11 | 3,84 | 3,35 |
| K ₂ O | 3,72 | 4,30 | 3,51 | 3,03 | 4,18 | 2,33 | 2,50 | 2,71 | 2,71 | 2,79 | 4,39 | 5,73 | 2,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,18 | 0,12 | 0,08 | 0,17 | 0,09 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,11 | 0,11 | 0,03 |
| P.F. | 1,29 | 1,83 | 1,06 | 0,21 | 1,42 | 0,96 | 1,24 | 0,52 | 1,04 | 1,37 | 4,20 | 1,37 | 0,85 |
| TOTAL | 99,05 | 99,65 | 100,17 | 99,17 | 99,87 | 99,50 | 99,46 | 99,74 | 99,71 | 100,25 | 100,73 | 99,94 | 100,10 |
| Li | 77 | 96 | 71 | 28 | 48 | 85 | 77 | 57 | 158 | 64 | 77 | 85 | 70 |
| Rb | 314 | 296 | 268 | 200 | 189 | 114 | 107 | 110 | 135 | 127 | 142 | 207 | 100 |
| Sr | 53 | 66 | 41 | 22 | 38 | 110 | 107 | 107 | 91 | 85 | 227 | 222 | 114 |
| Ba | 453 | 509 | 341 | 397 | 564 | 674 | 721 | 944 | 674 | 728 | 1050 | 1259 | 713 |

En el diagrama multicationico de La Roche puede observar se el marcado contraste geoquímico que existe entre los dos grupos de granitos. Los granitos moscovíticos son tan marcadamente ácidos que pueden considerarse prácticamente como per-aciditas. Esta tendencia extraordinariamente acusada puede estar originada por procesos de silicificación ya que existe un sector de evolución, que en la fig. 1 he denominado silicificación dirigido al punto figurativo del cuarzo en el que $K-(Na+Ca)=0$.

El conjunto tonalítico desde el punto de vista geoquímico sería más bien granodiorítico, aunque no hay justificación petrográfica que nos aconseje denominarlas granodioritas. No se observa en él ninguna tendencia geoquímica marcada dentro de las series calcoalcalinas, únicamente se pone de manifiesto de una forma inequívoca la diferenciación monzonítico-sienítica producida por un proceso de desilicificación.

El comportamiento geoquímico de los elementos trazas es normal en los granitos moscovíticos que muestran alguna de las características de los granitos muy diferenciados. En las "tonalitas biotíticas" por el contrario la relación Ba/Sr es más propia de los granitos normales que de las granodioritas y cuarzodioritas (Fig. n° 3).

1.3.- Stock de Pedroso de Acim (granito del Palancar)

- Granitos moscovíticos

No disponemos de suficientes datos geoquímicos que nos permitan sacar conclusiones petrogenéticas definitivas. Los dos análisis realizados que figuran en la tabla adjunta nos permite su caracterización geoquímica de forma precisa.

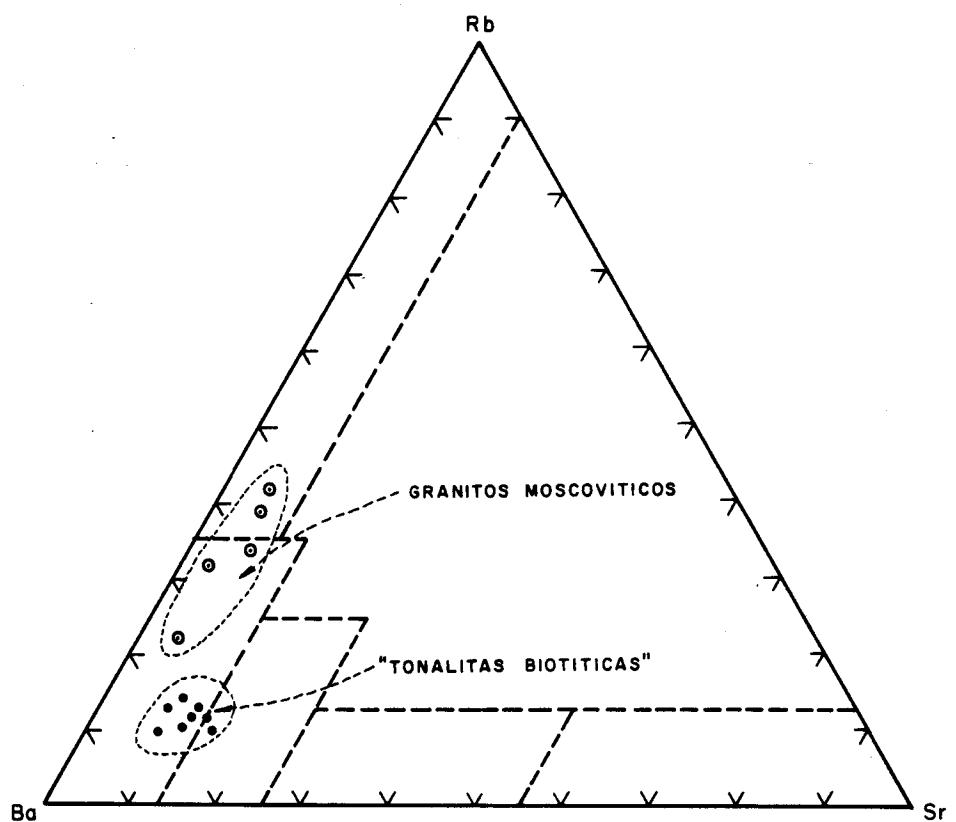


FIGURA n° 3

| | | |
|-------------------------|-------|-------|
| SiO_2 | 74,46 | 73,79 |
| TiO_2 | 0,18 | 0,05 |
| Al_2O_3 | 14,29 | 14,92 |
| Fe_2O_3 | 0,24 | 0,27 |
| FeO | 0,41 | 0,41 |
| MgO | 0,12 | 0,12 |
| MnO | 0,03 | 0,04 |
| CaO | 0,27 | 0,17 |
| Na_2O | 3,66 | 4,00 |
| K_2O | 3,17 | 3,63 |
| P_2O_5 | 0,09 | 0,10 |
| P.F. | 2,68 | 2,01 |
| TOTAL | 99,60 | 99,51 |
| Li | 238 | 241 |
| Rb | 461 | 507 |
| Sr | 9 | 12 |
| Ba | 284 | 241 |

Según podemos observar en el diagrama multicationico (fig. nº 1) los granitos moscovíticos de Pedroso de Acim tienen claras tendencias per-acidíticas a la vez que muestran una clara tendencia sódica que se corresponde con los procesos de albitización que se han observado en la petrografía, de ahí que los valores de $K-(\text{Na}+\text{Ca})$ sean bajos y los valores $\text{Si}/3-(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}/3)$ relativamente altos.

Respecto al comportamiento de los elementos trazas diremos que estos corresponden a granitos muy diferenciados (fig. nº 2, puntos rodeados por un círculo) afectados por procesos de alteración pos-magmática. En el conjunto de los gra

nitos estudiados en la hoja de Cañaveral y áreas colindantes los granitos de Pedroso de Acim son los geoquimicamente más evolucionados.

1.4.- Diques de diabasa

Se dispone de un análisis realizado sobre una muestra de dique de diabasa contenido en la tonalita de Zarza la Mayor.

| | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 50,47 |
| TiO ₂ | 3,08 |
| Al ₂ O ₃ | 12,57 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,67 |
| FeO | 9,01 |
| MgO | 7,68 |
| MnO | 0,17 |
| CaO | 8,40 |
| Na ₂ O | 2,53 |
| K ₂ O | 0,78 |
| P ₂ O ₅ | 0,32 |
| P.F. | 1,94 |
| TOTAL | 99,62 |
| Li | 40 |
| Rb | 31 |
| Sr | 251 |
| Ba | 674 |

En los diagramas de MIYASHIRD (1974) siguientes SiO_2 - FeO/MgO^* , $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ y $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ el punto figurativo del análisis químico cae en el campo de las rocas teleiíticas si bien es cierto que muy cerca de las rocas de serie alcohalcalina.

En los diagramas $\text{K}/\text{Sr} - \text{K}$ de CONDIE all (1969) se observa que el químismo es muy próximo al de las toleitas submarinas y que está bastante alejado de las toleitas continentales.

1.5.- Gabros y diabasas del dique Alentejo-Plasencia

Se han realizado dos nuevos análisis

| | | |
|-------------------------|--------------|---------------|
| SiO_2 | 52,76 | 53,89 |
| TiO_2 | 1,62 | 1,80 |
| Al_2O_3 | 17,22 | 17,11 |
| Fe_2O_3 | 2,70 | 2,36 |
| FeO | 6,90 | 7,85 |
| MgO | 3,24 | 3,14 |
| MnO | 0,15 | 0,16 |
| CaO | 9,62 | 9,39 |
| Na_2O | 2,49 | 2,46 |
| K_2O | 1,04 | 0,99 |
| P_2O_5 | 0,14 | 0,12 |
| P.F. | 1,63 | 0,85 |
| TOTAL | 99,51 | 100,12 |
| Li | 26 | 31 |
| Rb | 50 | 47 |
| Sr | 142 | 155 |
| Ba | 564 | 509 |

El quimismo corresponde a rocas inequivocamente toleíticas. Los puntos figurativos de los dos análisis en el diagrama % SiO_2 - FeO^*/MgO caen, dentro del campo toleítico y alejados del campo calcoalcalino. Los diagramas K/Rb - % K confieren similitud a estas rocas con las toleitas tipo Tasmano muy diferentes a las toleitas continentales.

INFORME PALEONTOLOGICO

INFORME PALEONTOLOGICO

1.- Informe Paleontológico del Complejo Esquisto Grauváquico

1.1.- Hoja de Coria (10-25)

- 1.1.1.- Estratigrafia
- 1.1.2.- Descripción de las muestras
 - 1.1.2.1.- Estudio de las microfacies
 - 1.1.2.2.- Estudio Palinológico
- 1.1.3.- Bioestratigrafia
- 1.1.4.- Deduciones paleoecológicas
- 1.1.5.- Conclusiones generales
- 1.1.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

1.2.- Hoja de Serradilla (12-26)

- 1.2.1.- Estratigrafia
- 1.2.2.- Descripción de muestras
- 1.2.3.- Bioestratigrafia
- 1.2.4.- Deduciones paleoecológicas
- 1.2.5.- Conclusiones generales
- 1.2.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

1.3.- Hoja de Cañaveral (11-26)

- 1.3.1.- Estratigrafia
- 1.3.2.- Estudio de las muestras
- 1.3.3.- Bioestratigrafia
- 1.3.4.- Deduciones paleoecológicas
- 1.3.5.- Conclusiones generales
- 1.3.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

2.- Informe paleontológico del Paleozoico

2.1.- Introducción

2.2.- Relación de muestras

1.- Informe Paleontológico del Complejo Esquisto Grauváquico

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 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.

1.1.- Hoja de Coria (10-25)

1.1.1.- Estratigrafia

El área estudiada se encuentra fuertemente plegada y esquistosada, lo que unido a lo monótono de la litología, no ayuda al conocimiento de la estratigrafía del Complejo Esquisto-grauváquico. - El único nivel de referencia lo constituye una - unidad conglomerática situada al norte del sinclinal paleozoico de Valdecañas y en la hoja de Coria. Esta unidad conglomerática probablemente separe dos unidades de facies parecidas representadas por una alternancia de areniscas y lutitas de color gris oscuro con niveles bioturbados. En los recorridos de campo efectuados se ha visto - que existía una cierta variación entre las pisas encontradas en una y otra facies de alternancias, por lo que pensamos que este criterio paleontológico podrá ser usado en el futuro para - separar en el campo ambas unidades.

La facies conglomerática se caracteriza por presentar cantos poligénicos, entre los que abundan rocas lutítico-arenosas bandeadas y cuarcitas. - Algunos cantos silíceos tienen una composición casi de lidita. La esfericidad y el redondeamiento de los cantos es media, y su tamaño muy variable: desde varios decímetros de diámetro hasta el tamaño de microconglomerado. Con ellos, se intercalan niveles limolíticos finamente bandeados con estructura graduada, que alternan en los límites superior e inferior con niveles de arenis-

cas. Son muy frecuentes las estructuras de corrientes, marcas de rizadura y algo menos las grietas de desecación. Abundan las pistas en se mirrelieve, rectas y curvilíneas.

Las facies de alternancias las denominaremos como Capas arenoso-lutíticas en lo sucesivo. Tienen un color gris oscuro y se caracterizan porque poseen una laminación muy penetrativa producida por la diferencia de granulometría y de contenido en materia orgánica. Generalmente las rizaduras de corriente son más escasas. El contenido en pirita es alto pero diferencial según los niveles, y son frecuentes los cantes blandos y los niveles de pelets fecales. La bioturbación existe, pero su proporción cualitativa y cuantitativa es diferente según los puntos.

1.1.2.- Descripción de las muestras

Se han tomado dos muestras de los cantes de las Capas Conglomeráticas, cuya composición se presumía fuera calcárea. Estas muestras se han tratado con distintos reactivos para aislar los microfósiles fosfáticos que pudieran contener. Los resultados de este estudio han sido negativos. - Además, se han hecho láminas delgadas para estudiar los microrganismos en sección, y las microfacies correspondientes.

1.1.2.1.- Estudio de las microfacies

TP-9012.- Limolita con niveles de Cuarzo. Abundante materia orgánica y pirita. Secciones de Acritarcos. Medio marino restringido Canto procedentes de las Capas Conglomeráticas Corte del Boquerón. Precámbrico

TP-9013.- Limolita compactada con abundantes cristales de pirita. Minerales laminados -- orientados preferencialmente. Posibles secciones de Acritarcos. Canto procedente de las Capas Conglomeráticas. Corte del Boquerón. Precámbrico.

1.1.2.2.- Estudio Palinológico

Se han tomado 11 muestras, 6 de las cuales se sitúan a lo largo del corte parcial realizado a lo largo del río Alagón, en el lugar denominado El Boquerón.

TP 9001: Lutitas finamente bandeadas. Microfósiles muy abundantes. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata

Protosphaeridium flexosum

Pterospermopsimorpha SP

"empty sheat" de Cianofíceas

Cianofíceas del orden Chroococcales

TP 9002: Lutitas bandeadas de color gris oscuro. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata

Bavlinella sp.

Protosphaeridium flexosum

Pterospermopsimorpha sp

Cianofíceas del orden Choococcales

TP 9003: Lutitas de color gris que presenta un bandeadado milimétrico y contienen capas muy finas de color más oscuro. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata

Pterospermopsimorpha sp

Bavlinella sp.

"empty sheat" de Cianofitas

Cianofitas del orden Chroococcales

Trachysphaeridium sp

Protosphaeridium flexosum

TP 9004: Areniscas que se suceden con lutitas gris oscuras. Se ha reconocido:

Bavlinella faveolata

Protosphaeridium flexosum

Protosphaeridium sp.
Pterospermopsimorpha sp
Trachisphaeridium sp
Trachisphaeridium levis

TP 9005: Lutitas a limolitas grises compactas que presentan un tenue bandeados. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata
Trachisphaeridium levis
Leiosphaeridia sp.

TP 9006: Canto de color negro procedente del - conglomerado. Composición silícea. Posible lidita.

Synisphaeridium sp (cadena)
Pterospermopsimorpha sp.
Trachysphaeridium sp.
Eomicristidium sp

TP 9007: Lutitas grises compactas ligeramente alteradas. Se ha reconocido abundante materia orgánica desorganizada.

TP 9008: Lutita gris oscura que presenta fuerte esquistosidad. Se ha reconocido:

Synisphaeridium sp (escaso)

TP 9009: Lutitas compactas de color gris cenizo. Algo de materia orgánica.

TP 9010: Lutitas laminadas de color gris oscuro, algo alteradas.

TP 9011: Lutitas grises ligeramente alteradas. Restos no identificables.

1.1.3.- Bioestratigrafía

La primera observación que permiten los fósiles encontrados es que la edad de las Capas Conglomeráticas y la de los materiales del Complejo Arenoso-lutítico que se sitúa inmediatamente contiguo a ellas no es muy diferente.

Las capas conglomeráticas presentan una asociación de pistas fósiles producidas por metazoos - endobentónicos, representados por:

Torrowangea ? sp.

- pistas endógenas sinuosas de morfología irregular.
- pistas endógenas arqueadas de morfología que recuerda al icnogénero Planolites, pero ligeramente diferentes.

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Protosphaeridium sp
Trachisphaeridium levis
Pterospermopsimorpha sp
Trachisphaeridium sp
Leiosphaeridia sp
Cianofitas del orden Chroococcales

Esta asociación tiene una edad que va desde el - Véndico al Cámbrico. No obstante, la ausencia de acritarcos típicos del Cámbrico y el tipo tan primitivo de pistas fósiles encontradas permiten datar estas capas como VENDIENSE.

En España se han citado asociaciones similares en el Olistostroma del Membrillar (PALACIOS, en prensa) y en la Formación San Jerónimo (LISIÁN y PALACIOS, en prensa) en rocas de edad Véndiense, lo que refuerza la edad asignada a estas Capas conglomeráticas.

En las Capas Arenoso-lutíticas contiguas estratigráficamente, se presenta una asociación parecida por lo que su edad debe ser Véndiense también, y los niveles conglomeráticos no representan una ruptura estratigráfica muy acusada.

En las Capas Arenoso-lutíticas situadas al sur - del Sinclinal silúrico, aparece el género Synsphaeridium que tiene en la bibliografía una dis-

tribución amplia entre el Precámbrico y el Cámbrico, pero por su posición respecto a la fauna encontrada en la hoja de Serradilla podemos datar las Capas, a grandes rasgos, como comprendidas entre el Rifeense Superior-Vendienense.

1.1.4.- Deducciones Paleoecológicas

Distinguiremos por separado las deducciones obtenidas de las muestras de las Capas Conglomeráticas y las Capas de alternancias Arenoso-lutíticas. Dentro de estas últimas diferenciaremos - también las situadas a uno y otro lado del sinclinal paleozoico que divide la hoja.

En general, el conjunto de los microfósiles son típicos de un medio marino con episodios energéticos periódicos que alternan con otros de decantación lenta, donde se forman las bioturbaciones que son producidas por metazoos bentónicos.

En las Capas conglomeráticas, la proporción de - Acritarcos/Algas indica un medio marino no alejado del litoral y de alta energía (llanura de mareas), lo que viene corroborado por el tipo de - estructuras sedimentarias reconocidas.

Dentro de la cuenca, el medio bentónico estaría invadido por dos comunidades mayoritarias: por - una parte estarían como sésiles (fijos al sustrato) grupos de algas Cianofíceas (Cianobacterias)

del orden Chroococcales, y por otra parte comunidades de Anélidos o animales tipo "gusano", de vida semisésil. El medio pelágico estaría invadido por comunidades vegetales de habitat planctónico y tamaño microscópico.

La conservación de los organismos de pared orgánica, que no es excelente, y la abundancia de icnofósiles nos indican un medio relativamente más oxigenado que el de las Capas Arenoso lutíticas.

En las Capas Arenoso-lutíticas adyacentes a la unidad conglomerática, el análisis de los datos paleontológicos obtenidos por la macro y microfauna indica un medio similar de menor energía y de mayor lejanía a la línea litoral; en el cual las comunidades algales bentónicas decrecen en importancia y en donde por el contrario aumentan las de metazoos endobentónicos.

En las capas Arenoso-lutíticas situadas al sur del sinclinal de materiales paleozoicos, la única muestra fosilífera encontrada sugiere un medio marino alejado de costas, parcialmente resstringido, y aguas poco agitadas (de baja a media energía) en donde vivirían comunidades plactónicas de algas microscópicas no demasiado desarrolladas.

1.1.5.- Conclusiones generales

Se diferencian dos áreas dentro de la extensión que ocupan los materiales conocidos como Complejo Esquisto-Grauváquico. La situada al norte del sinclinal paleozoico que divide la región, y la situada al sur de dicha estructura.

En la parte norte, la serie estratigráfica está constituida por dos unidades litoestratigráficas: Las Capas Conglomeráticas y las Capas de Alternancias Arenoso-lutíticas. La primera unidad caracteriza un medio mareal durante el VENDIENSE. Las Capas Arenoso-lutíticas que se sitúan adyacentemente con esta unidad tienen también una edad similar, pero no poseemos datos paleontológicos para los mismos materiales que están más alejados geográficamente de la Unidad Conglomerática. Estos materiales se depositaron en una parte marina más alejada del continente.

En la parte sur, aflora solamente una unidad litoestratigráfica cuya facies es similar a la de alternancias, y que hemos llamado Capas de Alternancias del flanco sur. Estas capas presentan a grandes rasgos dos asociaciones paleontológicas de edades distintas. La asociación más antigua correspondiente a la hoja de Cañaveral indica una edad amplia comprendida entre el Rifeense - superior y el Vendienense. La más joven, que corresponde a la hoja de Serradilla, tienen una edad que está comprendida entre el Vendienense y el Cámbrico inferior, pero como discutimos en el

apartado bioestratigráfico correspondiente, posiblemente su edad sea VENDIENSE SUPERIOR, sin que tengamos datos concluyentes por el momento.

La existencia en las Capas Conglomeráticas de -cantes pertenecientes a la parte inferior de la Capas de alternancias Arenoso-lutíticas indica una discordancia erosiva dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico, sin que podamos conocer exactamente la posición estratigráfica de la misma.

Los primeros datos paleontológicos obtenidos para la parte sur del Complejo Esquisto-Grauváquico permiten elaborar la hipótesis de que existe una estructura general antiforme con el núcleo - en el sur de la hoja de Cañaveral.

Para la parte situada al norte del sinclinal paleozoico, no se poseen datos paleontológicos suficientes para conocer la estructura general.

Por último, el estudio de la pared de los microfósiles de caparazón orgánico, aplicado a los estudios de hidrocarburos, permite afirmar que la temperatura alcanzada por las rocas oscila entre 100 y 150 grados.

1.1.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

TP 9021: Pseudofósil. Capas conglomeráticas del Complejo esquisto-grauváquico. Corte del Boque-

rón. Proterozoico superior.

TP 9022: Icnofósiles enigmáticos que constituyen galerías sobre una superficie de separación entre areniscas y lutitas. Capas conglomeráticas del - Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior. Corte del Boquerón.

TP 9023: Pista meandriforme. Capas conglomeráticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior. Corte del Boquerón.

TP 9024: Huella meandriforme en semirrelieve negativo (cf. GLAESSNER 1969, fig. 1B). Capas conglomeráticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior. Corte del Boquerón.

TP 9025: Moldes en areniscas que recuerdan a icnofósiles (cf. GLAESSNER 1969, fig. 1A). Capas - arenoso-lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico.

TP 9026: Como la anterior.

1.2.- Hoja de Serradilla (12-26)

1.2.1.- Estratigrafia

El área estudiada se encuentra fuertemente plegada y esquistosada, lo que unido a lo monótono de la litología no ayuda al conocimiento de la estratigrafía del Complejo Esquisto-grauváquico. El único nivel de referencia lo constituye una unidad conglomerática situada al norte del sinclinal paleozoico de Valdecañas y en la hoja de Coria. Esta unidad conglomerática probablemente separe dos unidades de facies parecidas representadas por una alternancia de arenisca y lutitas de color gris oscuro con niveles bioturbados. En los recorridos de campo efectuados se ha visto que existía una cierta variación entre las pistas encontradas en una y otra facies de alternancias, por lo que pensamos que este criterio paleontológico podrá ser usado en el futuro para separasen el campo ambos unidades.

La facies conglomerática se caracteriza por presentar cantos poligénicos, entre los que abundan rocas lutítico-arenosas bandeadas y cuarcitas. - Algunos cantos silíceos tienen una composición casi de liditas. La esfericidad y el redondeamiento de los cantos es media, y su tamaño muy variable desde varios decímetros de diámetro hasta el tamaño de microconglomerado. Con ellos se intercalan niveles limolíticos finamente bandeados con estructura graduada, que alternan en los límites superior e inferior con niveles de areniscas. Son muy frecuentes las estructuras de corrientes, marcas de rizadura y algo menos las grietas de dese

cación. Abundan las pistas en semirrelieves rectas y curvilíneas.

Las facies de alternancias las denominaremos como Capas arenoso-lutíticas en lo sucesivo. Tienen - un color gris oscuro y se caracterizan porque poseen una laminación muy penetrativa producida - por la diferencia de granulometría y de contenido en materia orgánica. Generalmente las rizaduras de corriente son más escasas. El contenido - en pirita es alto pero diferencial según los niveles y son frecuentes los cantos blandos y los niveles de pelets fecales. La bioturbación existe pero proporción cualitativa y cuantitativa es diferente según los puntos.

1.2.2.- Descripción de las muestras

Se han tomado 18 muestras para estudios palinológicos en los materiales de esta hoja, de las cuales 5 han dado resultados positivos.

TP 9001. Lutitas grisáceas con posibles piritas de oxidación. Microfósiles escasos y mal conservados. Se encuentran:

Synsphaeridium sp

Pterospermopsimorpha sp

TP 9002. Limolita compacta de tonos gris-oscuros y cristales de pirita. Escasa Materia orgánica y restos de organismos inclasificables por su estado de conservación.

TP 9003. Limolita compacta de tono gris-oscuro a verdoso. Escasa materia orgánica. Negativa.

TP 9004. Como la anterior

TP 9005. Limolitas o grauvacas de grano fino, -- compactas y de color gris. Algún resto orgánico inclasificables.

TP 9006. Limolita compacta de color gris claro. Algún resto orgánico inclasificable.

TP 9007. Como la anterior

TP 9008. Lutitas finamente laminadas. color gris oscuro y cristales de pirita. Se han reconocido:

Lophosphaeridium sp

Bavlinella faveolata

Pterospermopsimorpha sp

Leiosphaeridia sp

Cianofíceas del orden Chroococcales

TP 9009. Lutita compacta de color gris oscuro. Contienen:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Pterospermopsimorpha sp
RESTOS de Cianofíceas.

TP 9010. Lutitas compactas de color gris oscuro. Contienen:

Lophosphaeridium? sp
Bavlinella faveolata
Microfósiles escasos pero bien conservados

TP 9011. Lutitas compactas de color gris oscuro. Abundante materia orgánica diseminada.

TP 9012. Lutitas y grauvacas en bandas uniforme y colores oscuros. Abundante pirita y materia orgánica diseminada.

TP 9013. Lutita limolítica con amplio bandeados de color gris. Abundante materia orgánica diseminada en el residuo palinológico.

TP 9014. Lutita gris compacta algo alterada. Negativa.

TP 9015. Como la anterior. Escasa materia orgánica en el residuo palinológico.

TP 9016. Lutitas grises compactas. Materia orgánica escasa.

TP 9017. Lutita de color gris oscuro. Contiene:

Leiosphaeridia sp

Trachisphaeridium sp

TP 9018. Lutita gris, compacta y con pirita alterada. Materia orgánica diseminada en el residuo palinológico.

1.2.3.- Bioestratigrafía

En esta hoja aparecen ampliamente desarrolladas las Capas Arenoso lutíticas. Se han visto dos asociaciones de fósiles. La primera está representada por la muestra 9001 y es:

Synsphaeridium sp

Pterospermopsimorpha sp.

La distribución de la asociación es Rifeense-Cámbrico, pero la posición geométrica que presentan induce más a considerar como precámbricas las ca

pas que la contienen, que como cámblicas.

La segunda asociación que aparece al norte está representada por acritarcos:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Pterospermopsisimorpha sp
Lophosphaeridium sp
Leiosphaeridia sp
Trachysphaeridium sp

y por metazoos:

Neonereite? sp

Esta asociación tiene una distribución para los acritarcos entre el Véndico y el Cámbrico Inferior. La abundancia de la especie faveolata y el tipo de icnofósiles existentes apuntan a que deba ser incluida en el VENDIENSE (probablemente - superior).

1.2.4.- Deducciones paleoecológicas

El número de muestras tomado y la dificultad para situarlas dentro de una serie general no permiten hacer un modelo paleoecológico para los materiales estudiados.

De un modo general, las Capas Arenoso-lutíticas representan un medio marino alejado de la línea litoral.

En el medio pelágico las comunidades planctónicas están representadas por algas microscópicas típicas de la Zona Nerítica, y en donde existirían - depósitos en una cuenca restringida con periodos de decantación en los que serían preservados los caparazones de los microorganismos.

El medio bentónico estaría ocupado por algas Cianofíceas y por anélidos endobentónicos típicos de una Zona Sublitoral con energía media, y aguas - más o menos oxigenadas según los episodios que - consideremos. Concretamente, para las capas que contienen la segunda asociación paleontológica, el medio sería más energético, no tan restringido, con un mayor contenido en la proporción de - oxígeno disuelto en agua que viene acompañado -- por el aumento en la bioturbación de las capas.

1.2.5.- Conclusiones generales

Se diferencian dos áreas dentro de la extensión que ocupan los materiales conocidos como Complejo Esquisto-Grauváquico. La situada al norte del sinclinal paleozoico que divide la región, y la situada al sur de dicha estructura.

En la parte norte, la serie estratigráfica está constituida por dos unidades litoestratigráficas: Las Capas Conglomeráticas y las Capas de Alternancias Arenoso-lutíticas. La primera unidad caracteriza un medio mareal durante el VENDIENSE. Las Capas Arenoso-lutíticas que se sitúan adyacentemente con esta unidad tienen también una edad similar, pero no poseemos datos paleontológicos para los mismos materiales que están más alejados geográficamente de la Unidad Conglomerática. Estos materiales se depositaron en una parte marina más alejada del continente.

En la parte sur, aflora solamente una unidad litoestratigráfica cuya facies es similar a la de alternancias, y que hemos llamado Capas de Alternancias del flanco sur. Estas capas presentan a grandes rasgos dos asociaciones paleontológicas de edades distintas. La asociación más antigua comprendida entre el Rifeense superior y el Vendienense. La más joven, que corresponde a la hoja de Serradilla, tiene una edad que está comprendida entre el Vendienense y el Cámbrico inferior, pero como discutimos en el apartado bioestratigráfico correspondiente, posiblemente su edad sea VENDIENSE SUPERIOR., sin que tengamos datos concluyentes por el momento.

La existencia en las Capas Conglomeráticas de cantos pertenecientes a la parte inferior de la Capas de alternancias Arenoso-lutíticas indica una discordancia erosiva dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico, sin que podamos conocer exactamente la magnitud de la erosión.

tamente la posición estratigráfica de la misma.

Los primeros datos paleontológicos obtenidos para la parte sur del Complejo Esquisto-Grauváquico permiten elaborar la hipótesis de que existe una estructura general antiforme con el núcleo - en el sur de la hoja de Cañaveral.

Para la parte situada al norte del sinclinal paleozoico, no se poseen datos paleontológicos suficientes para conocer la estructura general.

Por último, el estudio de la pared de los microfósiles de caparazón orgánico, aplicado a los estudios de hidrocarburos, permite afirmar que la temperatura alcanzada por las rocas oscila entre 100 y 150 grados.

1.2.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

TP 9021. Cuerpos arenosos embutidos en areniscas. Bioturbaciones de tipo exichnis (MARTINSON 1970). Capsa Arenoso-lutíticas. Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9022. Huella en semirrelieve negativo de tipo Pascichnia. Capas Arenos-lutíticas (Complejo Esquisto-grauváquico). Proterozoico superior.

TP 9023. Icnofósil tipo exichnia (MARTINSSON 1970). Capas Arenoso-lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9024. Como la anterior. Obsérvese el relleno de pirita debido probablemente a la materia orgánica atrapada. Presumiblemente representa parte de una madriguera afectada por los fenómenos tafonómicos. Capas Arenoso-lutíticas. Complejo - Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9025. Madriguera tipo Domichnia rellena de - arenisca. Pirita presente debido con probabilidad a una recristalización a partir de hidrotroilita. Capas Arenoso-lutíticas de Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9026. Huella endógena tipo fodinichnia. Probablemente de anélidos. Capas Arenoso-lutíticas. - Complejo Esquisto-Grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9027. Pelets fecales. Capas arenoso-lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Protérozoico superior.

TP 9028. Huella de arrastre mendriforme, cf. Neonereites (BRASIER 1978 y 79) Capas Arenoso-lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9029. Huella de arrastre tipo *Pascichnia*. Com
pleno Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9030. Como la anterior

TP 9031. Pseudofósiles (probablemente cantos --
blandos) dentro de las Capas Arenoso-lutíticas -
del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico

1.3.- Hoja de Cañaveral (11-26)

1.3.1.- Estratigrafia

El área estudiada se encuentra fuertemente plegada y esquistosada, lo que unido a lo monótono de la litología, no ayuda al conocimiento de la estratigrafía del Complejo Esquisto-grauváquico. El único nivel de referencia lo constituye una unidad conglomerática situada al norte del sinclinal paleozoico de Valdecañas y en la hoja de Coria. Esta unidad conglomerática probablemente separe dos unidades de facies parecidas representadas por una alternancia de arenisca y lutitas de color gris oscuro con niveles bioturbados. En los recorridos de campo efectuados se ha visto que existía una cierta variación entre las pisas encontradas en una y otra facies de alternancias, por lo que pensamos que este criterio paleontológico podrá ser usado en el futuro para separar en el campo ambas unidades.

La facies conglomerática se caracteriza por presentar cantos poligénicos, entre los que abundan rocas lutítico-arenosas bandeadas y cuarcitas. Algunos cantos silíceos tienen una composición casi de liditas. La esfericidad y el redondeamiento de los cantos es media, y su tamaño muy variable: desde varios decímetros de diámetro hasta el tamaño de microconglomerado. Con -

ellos se intercalan niveles limolíticos finamente
bandeados con estructura graduada, que alternan -
en los límites superior e inferior con niveles de
areniscas. Son muy frecuentes las estructuras de
corrientes, marcas de rizadura y algo menos las
grietas de desecación. Abundan las pistas en semi
rrelieve, rectas y curvilineas.

Las facies de alternancias las denominaremos como
Capas arenoso-lutíticas en lo sucesivo. Tienen un
color gris oscuro y se caracterizan porque poseen
una laminación muy penetrativa producida por la -
diferencia de granulometría y de contenido en ma-
teria orgánica. Generalmente las rizaduras de co-
rriente son más escasas. El contenido en pirita -
es alto pero diferencial según los niveles y son
frecuentes los cantos blandos y los niveles de -
pelets fecales. La bioturbación existe, pero su
proporción cualitativa y cuantitativa es diferen-
te según los puntos.

1.3.2.- Estudio de las muestras

Para el estudio palinológico se han selecciona-
do 18 muestras en un corte realizado a lo largo
de la carretera de Cáceres a Plasencia, aprove-
chando el nuevo trazado sobre el embalse de Al-
cántara, de las cuales 6 han dado resultados po
sitivos.

Descripción de las muestras

TP 9001. Lutitas finamente tableadas de color - gris oscuro. Esquistasidad no demasiado penetrativa. Microfósiles bien conservados.

Eomicristidium sp (muy abundante)

Synsphaeridium sp (en racimos)

Pterospermopsimorpha sp

TP 9002. Lutitas compactas de color negro que - alternan con limolitas y lutitas finamente bandeadas. Microfósiles mal conservados.

Eomicristidium sp (escaso)

Synsphaeridium sp

TP 9003. Lutitas algo bandeadas de color gris os curo.

Synsphaeridium sp (en cadenas y aislados)

Trachisphaeridium levis

Protosphaeridium flexosum

Eomicristidium sp

Microfósiles muy escasos

TP 9004. Lutitas y grauvacas con fuerte esquisto sidad que se refracta

Synsphaeridium sp

Pterospermopsimorpha sp

Eomicristidium sp (escaso)

TP 9005. Lutita compacta de color gris oscuro. Algo metamorfizada. Abundante materia orgánica.

Eomicristidium sp

TP 9006. Lutitas gris oscuro con cierta esquistosidad. Abundante materia orgánica desorganizada.

TP 9007. Como la anterior

TP 9008. Lutita algo alterada con pirita oxidada. Gris oscura. Abundante materia orgánica desorganizada.

TP 9009. Lutitas y grauvacas alternantes con pirita. Microfósiles abundantes no reconocible.

TP 9010. Lutitas y grauvacas de grano fino, alternando. Color gris y cierta esquistosidad.

Eomicristidium sp (muy escaso)

Synisphaeridium? sp indet

TP 9011. Lutita de color gris oscuro algo alterada. Materia orgánica diseminada.

TP 9012. Lutita esquistosada de color gris oscuro. Materia orgánica desorganizada.

TP 9013. Como la anterior

TP 9014. Como la anterior

TP 9015. Lutita compacta de color gris. Materia orgánica diseminada.

TP 9016. Lutita gris, algo esquistosada. Materia orgánica muy escasa.

TP 9017. Como la anterior

TP 9018. Lutita compacta de color gris y algo alterada. Abundante materia orgánica diseminada.

1.3.3.- Bioestratigrafía

Los materiales que afloran en esta hoja corresponden exclusivamente a las facies de alternancias arenoso-lutíticas.

En el corte realizado, las huellas de metazoos sobre el sustrato son escasas y corresponden --

fundamentalmente a pistas endógenas rectilíneas, de anchura variable y recorrido más o menos paralelo a la estratificación. Geometría no definida.

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Eomicristidium sp
Synisphaeridium sp
Pterospermopsimorpha sp
Trachysphaeridium levis
Protosphaeridium flexosum

Las primeras pistas de metazoos comienzan a aparecer en el Rifeense superior, por lo que la edad de las capas no puede ser inferior a este.

Por otra parte, la edad de los microfósiles paleontológicos es precámbrica (parte alta del Rifeense medio-Vendiente) por lo que combinando ambos datos podemos datar estas facies como RIFEENSE - SUPERIOR-VENDIENSE.

1.3.4.- Dedicaciones paleoecológicas

El número de muestras estudiadas no permite elaborar un modelo paleoecológico general de estos materiales (corroborado por un mejor conocimiento bioestratigráfico) que el que se posee en la actualidad. No obstante, podemos obtener con las

faunas encontradas los primeros datos paleoecológicos del área.

Las facies de alternancias arenoso-lutíticas debieron de depositarse (al menos una parte de -- ellas) en una cuenca marina parcialmente restringida, ya que el estado de conservación de los -- acritarcos presentes implica la existencia de un medio reductor con periódicos procesos de decantación rápida.

El habitat pelágico estaría ocupado por comunidades de Algas, mayoritariamente plactónicas, que vivirían dentro de la zona nerítica con una cierta lejanía de la línea litoral y fuera de las zonas de alta energía hidráulica.

El habitat bentónico estaría ocupado por comunidades de metazoos semisésiles que no serían especialmente abundantes pero que serían los responsables de la bioturbación de algunas capas y de la presencia de pelets fecales.

1.3.5.- Conclusiones generales

Se diferencian dos áreas dentro de la extensión que ocupan los materiales conocidos como Complejo Esquisto-Grauváquico. La situada al norte del sinclinal paleozoico que divide la región, y la situada al sur de dicha estructura.

En la parte norte, la serie estratigráfica está constituida por dos unidades litoestratigráficas Las Capas Conglomeráticas y las Capas de Alternancias Arenoso-lutíticas. La primera unidad caracteriza un medio mareal durante el VENDIENSE. Las Capas Arenoso-lutíticas que se sitúan adyacentemente con esta unidad tienen también una edad similar, pero no poseemos datos paleontológicos para los mismos materiales que están más alejados geográficamente de la Unidad Conglomerática. Estos materiales se depositaron en una parte marina más alejada del continente.

En la parte sur, aflora solamente una unidad litoestratigráfica cuya facies es similar a la de alternancias, y que hemos llamado Capas de Alternancias del flanco sur. Estas capas presentan a grandes rasgos dos asociaciones paleontológicas de edades distintas. La asociación más antigua correspondiente a la hoja de Cañaveral indica una edad amplia comprendida entre el Rifeense superior y el Vendienense. La más joven, que corresponde a la hoja de Serradilla, tiene una edad que está comprendida entre el Vendienense y el Cámbrico inferior, pero como discutimos en el apartado bioestratigráfico correspondiente, posiblemente su edad sea VENDIENSE SUPERIOR., sin que tengamos datos concluyentes por el momento.

La existencia de las Capas Conglomeráticas de cátodos pertenecientes a la parte inferior de las Capas de alternancias Arenoso-lutíticas indica una discordancia erosiva dentro del Complejo Es-

quisto-Grauváquico, sin que podamos conocer exactamente la posición estratigráfica de la misma.

Los primeros datos paleontológicos obtenidos para la parte sur del Complejo Esquisto-Grauváquico permiten elaborar la hipótesis de que existe una estructura general antiforme con el núcleo en el sur de la hoja de Cañaveral.

Para la parte situada al norte del sinclinal paleozoico, no se poseen datos paleontológicos suficientes para conocer la estructura general.

Por último, el estudio de la pared de los microfósiles de caparazón orgánico, aplicado a los estudios de hidrocarburos, permite afirmar que la temperatura alcanzada por las rocas oscila entre 100 y 150 grados.

1.3.6.- Relación de muestras macropaleontológicas

TP 9021. Icnofósil cilíndrico y endogeno de tipo *Fodinichnia* semejante a *Planolites*. Capas arenoso lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9022. Pelets fecales y huella de arrastre -- (pseudofósil). Capas arenoso-lutíticas del Com-

plejo Esquisto-grauváquico. Proterozoico superior.

TP 9023. Pelets fecales. Capas Arenoso-lutíticas del Complejo Esquisto-grauváquico.

2.- Informe Paleontológico del Paleozoico

2.1.- Introducción

La mayoría de los datos que se exponen en este apartado corresponden a muestras tomadas fuera del contexto de la zona estudiada en este proyecto, ya que los mejores cortes se ubican en las hojas situadas al norte (Torrejoncillo y Malpartida de Plasencia) donde la estructura sinclinal tiene una mayor representación.

No obstante, debido a la perfecta continuidad de la estructura en general y de las diferentes unidades en particular, la extrapolación de los datos faunísticos y conclusiones cronológicas no ofrecen ningún tipo de riesgo.

2.2.- Relación de muestras

11-25 DM 9115 Litología: Pizarra

Fósiles: Neseuretus (Neseuretus) cf. Tristani (BRONGNIART), Ctenobolbina hispanica (BORN) y Primitia? sp

Edad: Llanvirniense

12-25 DM 9090 Litología: Pizarra

Fósiles: (Sinuites) cf. hispanica, (BORN)
y Echinodermata? indet.

Edad: Llandeilo-Caradoc Inferior

12-25 DM 9112 Litología: Pizarra silicea

Fósiles: Climacograptus sp.; Plistiograptus? sp. y Monograptidas? gen. et sp. indet.

Edad: Llandovery

12-25 DM 9116 Litología: Pizarra empelitica

Fósiles: Climacograptus innotatus NICHOLSON; Petalograptus cf. palmeus (BARRANDE); Spirograptus? cf. -spirales (GEINITZ); Monograptus sp. y Pristiograptus? sp.

Edad: Llandovery

12-25 DM 9117 Litología: Pizarra ampelitica

Fósiles: Climacograptus cf. scalaris (HISINGER); Climacograptus aff. innotatus (NICHOLSON); Pristiograptus c.f. nudus (LAPWORTH); Monograptus cf. marri (PERNER); Monograptus cf. tullbergi (BOUCEK) y Monoclimacis? cp.

Edad: Lalndoverry Medio-Superior.

12-25 DM 9118 Litología: Pizarra ampelítica

Fósiles: Monograptus halli (BARRANDE);
Monograptus cf. sedgwieki (PORT-
LOCK); Spirograptus? turricula-
tus (BARRANDE) s.l.; Petalograp-
tus giganteus BOECEK y PRIBYL y
Ortograptus? aff. insectiformis
NICHOLSON.

Edad: Llandovery Medio-Superior

12-25 DM 9119 Litología: Pizarra

Fósiles: Redonia deshayesi ROUAULT, Prae-
leda cf. ciae (SHARPE), Neseure-
tus cf. Tristani (BRONGNIART).
Cacemia ribeiroi? (SHARPE) y Or-
thocerida indet.

Edad: Llanviríense, probablemente superior.

12-26 DM 9893 Litología: Cuarcita.

Fósiles: Cruziana rugosa D'ORBIGNY y Sko-
lithos sp.

Edad: Ordovicico, probablemente superior.

10-25 DM 9545 Litología: Arenisca cuarcítica.

Fósiles: Heterorthina cf. Kerfornei MELOU
y Heterorthina sp.

Edad: Llandeilo.