



IGME

884

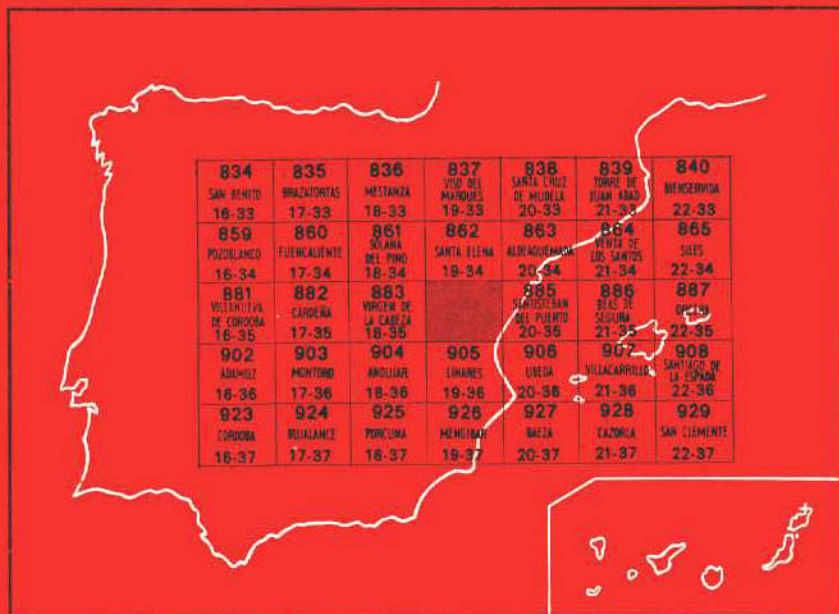
19-35

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA CAROLINA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA CAROLINA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas y supervisión del I. G. M. E.

Cartografía y Memoria:

Ricardo Castelló Montori, Licenciado en Ciencias Geológicas.
Francisco Orviz Castro, Ingeniero de Minas.

Macropaleontología:

Trinidad del Pan Arana, Doctora en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología:

Carlos Martínez Díaz, Doctor Ingeniero de Minas.
Emilio Moreno de Castro, Doctor Ingeniero de Minas.
Luis F. Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Petrografía:

Amparo de las Heras, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Sedimentología:

José Ubaldo Martínez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión del I. G. M. E.:

José Benito Solar Menéndez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 34.976 - 1976

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales que en esta Hoja se han cartografiado están comprendidos dentro de las unidades cronoestratigráficas que a continuación se describen según su orden de antigüedad:

- Ordovícico Superior (Caradoc-Ashgillense).
- Silúrico Medio (Llandoveryense).
- Devónico Medio (Givetense-Eiffeliense).
- Carbonífero Inferior (Viseense).
- Triásico (Buntsandstein).
- Mioceno (Tortoniense Superior-Andaluciense).
- Cuaternario (Aluvial, Diluvial).

La mayor parte de la Hoja se encuentra ocupada por terrenos carboníferos, estando representados los materiales infracarboníferos por una franja situada al norte de La Carolina y de dirección N.-NO.-S.-SE., aproximadamente, mientras los materiales poscarboníferos entran por la parte sur de la Hoja, llegando hasta las inmediaciones de Las Navas de Tolosa en estrecha faja.

Tanto en el Ordovícico Superior como en el Silúrico Inferior se ha adoptado la estratigrafía dada por HENKE (1926) en su parte litológica, aunque no en su cronología, y que es la siguiente de muro a techo:

- Estratos Orthis.

- Caliza Urbana.
- Pizarra Castellar.
- Cuarcita Castellar.
- Pizarra de Graptolites.

A continuación se describen las características de cada uno de los tramos de su serie.

1.1 ESTRATOS ORTHIS (O_{31-32} , O_{31-32}^q)

Los Estratos Orthis fueron subdivididos por HENKE (1926) en dos horizontes: pizarras orthis y estratificación alternante de orthis.

El primero no llega a entrar en Hoja.

El segundo horizonte se compone de una potente serie (150-170 m.) alternante de areniscas más o menos cuarcíticas, con pizarras arcillosas, micáceas; en algunos puntos predomina la cuarcita, en otros, la pizarra. Los distintos bancos de cuarcita, rara vez superan un espesor de 50 cm., aunque a muro alcanzan los 80 cm.

Es manifiesta la estratificación entrecruzada. Las facies detríticas, relativamente groseras, corresponden a antiguas playas arenosas; algunas pasadas pizarrosas ricas en pirita (casi siempre transformada en sulfato) apuntan hacia aguas quizá menos oxigenadas.

Al acercarse al techo alternan bancos arenosos (a veces homogéneos y potentes, a veces pulverulentos), con pasadas enteramente ferruginosas y finísimas lumaquelas originalmente arenoso-calcáreas y siempre muy limonizadas.

1.2 CALIZA URBANA (O_{C31-32})

Se trata del único horizonte calcáreo de este Paleozoico; se presenta de una forma discontinua, sirviendo como elemento de separación, cuando está, entre los Estratos Orthis y las Pizarras Castellar, y en la que son frecuentes las variaciones laterales tanto de potencia (8-12 m.) como de facies.

Destaca su elevado contenido en Fe, de allí su coloración parda bajo la acción atmosférica.

El contenido calcáreo se debilita hacia el Oeste. También al Este, hacia el granito de Santa Elena, hay una silicificación manifiesta.

1.3 PIZARRAS CASTELLAR (O_{32})

Se trata de un tramo de unos 120 m. de potencia, situado bien directamente encima de los Estratos Orthis, bien encima de la Caliza Urbana.

Se compone de pizarras arcillosas gris oscuras, de coloración ligera-

mente azulada, en lascas, forma de pizarras para techar; a medida que se va subiendo en la serie, aumenta el contenido en sílice; se observa una pizarrosidad muy marcada, así como una estratificación no coincidente con la anterior, aunque muy cercana de la pizarrosidad.

En la parte superior, cerca de la Cuarcita Castellar, se intercalan irregularmente bancos de areniscas cuarcíticas.

Hacia el Este, a medida que se acercan al granito de Santa Elena, el espesor de las Pizarras Castellar disminuye considerablemente.

1.4 CUARCITA CASTELLAR ($O_{32}-S_1^A$)

La Cuarcita Castellar reposa concordantemente sobre el techo arenoso de las Pizarras Castellar, siendo un paso brusco. Corresponde a un aporte masivo de material detrítico grosero. El contacto entre las pizarras y la cuarcita se acusa sobre el terreno de una forma neta, dada la distinta competencia de los materiales.

Litológicamente se observa, de muro a techo: bancos de cuarcita, blanquecina, de grano muy fino, del orden del metro de potencia, separados por laminillas de arenisca de grano fino, pasando a cuarcita oscura de pátina gris o azulada y culminando con un término superior, en el que se incrustan pizarras arenosas blandas, en forma de láminas delgadas, que dan color amarillento pardo bajo la acción atmosférica.

La Cuarcita Castellar, dado su alto contenido en Fe, da tonalidad rojiza.

Este tramo tiene una potencia que varía entre límites muy amplios, que van desde los seis a los treinta metros.

1.5 PIZARRAS DE GRAPTOLITES ($S_1^A M$)

Descansa concordantemente sobre la Cuarcita Castellar un tramo, de unos 150 m. de potencia, aproximadamente, de pizarras arcillosas, grafitosas, de color negro aterciopelado y ricas en pirita.

KETTEL (1968) menciona que en la parte inferior existe abundante grafito, lo cual, junto con la pirita, pone en evidencia un medio reductor rico en materia orgánica.

Normalmente se encuentran transformadas en pizarra de quiastolita, debido al metamorfismo de contacto producido por intrusiones graníticas; pudiendo ser su composición mineralógica el motivo de que acusen dicho metamorfismo de forma más manifiesta.

1.6 PALEONTOLOGIA

Para la datación de los terrenos anteriormente descritos hay que tener en cuenta las siguientes cuestiones:

- Tanto la Cuarcita Castellar como las Pizarras Castellar se pueden considerar, por el momento, azoicas, puesto que no se ha descubierto ningún vestigio fósil.
- Dentro de los Estratos Orthis, HENKE (1926) encontró, al N. del Cerro del Aguila y al N. de Los Guindos, *Orthis vespertilio*, SOWERBY.
- RICHTER, P. (1967), en el mismo sitio menciona *Heterortis (orthis) cf. alternata*, SOWERBY.
- Por nuestra parte, hemos encontrado al N. del Cerro del Aguila un *Orthis calligramma*, DALM, datado como posible Caradociense.
- GUY TAMAIN encontró, al S. de El Centenillo, en dirección a La Carolina, unos moldes internos de valvas aisladas que se aproximan muchísimo a la *Svobodaina inclyta* cf., BARRADE (1879), que es una de las especies más asociadas al género *Svobodaina*, HAVLICEK (1950), del Caradociense de Boheme.
- En la misma zona, TAMAIN también halló una valva braquial cuya disposición interna recuerda a la *Drabovinella*, HAVLICEK (1950), situada en el Carodociense de Bohème y en el Ordovícico Superior de Normandía.
- Las lumaquelas terminales de los Estratos Orthis están coronadas por un horizonte pulverulento y limonitizado sobre el que reposa una pasada arenosa, de poco espesor, de la que se sacó un Cystoide rombífero (GUY TAMAIN, 1967), el cual ha sido asociado al género *Heliocrinites* y cuya ornamentación es la descrita por RENARD, H. (1968) para *Heliocrinites rouvillei*, VON KOENEN, forma M (= *Rouvillei*, JAEKEL), situado en el Ashgillense de la Montagne-Noire.
- MELENDEZ, B. (1942-1944), ha descrito, bajo el nombre de *Mimocystites ayain*, TH., un fósil del Ashgillense de Luesma (España), cuya descripción corresponde a *H. rouvillei*.
- La Caliza Urbana parece tener, según GUY TAMAIN, restos de Braquiópodos, Briozoarios y Crinoideos.

Por otro lado, en los alrededores del Viso del Marqués (Ciudad Real), en una caliza areniscosa con Crinoideos, han descubierto FUGANTI y SERPAGLI (1968) una rica fauna de Conodontos característicos del Ashgillense Inferior.

- En cuanto a la Pizarra de Graptolites, HABERFELNER (1931) llevó a cabo una revisión de los graptolites recopilados por HENKE en 1923-1925 al N. de La Carolina y de cuya determinación se había hecho cargo HUNDT (1926); el resultado de esta revisión fue el situarlos bajo el Llandovery Medio-Superior.

Los fósiles estudiados fueron los siguientes: *Monograptus becki*, *M. priondon*, *M. turrienlatus*, *M. cf. marri*, *Retiolites geinityianus*, *Rastrites* sp., *Monograptus gemmatus*, *M. cf. communis*, *M. cf. elongatus* y *M. concinnus*.

En consecuencia, de los anteriores datos paleontológicos se puede establecer el siguiente cuadro cronoestratigráfico:

LLANDOVERYENSE	PIZARRAS DE GRAPTOLITES	
	CUARCITA CASTELLAR	
ASHGILLIENSE	PIZARRA CASTELLAR	
		CALIZA URBANA
CARADOCIENSE	ESTRATOS ORTHIS	

1.7 DEVONICO (D₂₁₋₂₂, D₂₁₋₂₂^q)

Se extiende en una faja continua que va desde el centro de la parte N. de la Hoja hacia el N.-NE. A techo, está siempre en contacto con el Carbonífero Inferior, y a muro, con las Pizarras de Graptolites (Silúrico Inferior); salvo en el borde E. de la Hoja, donde se pone en contacto con el granito de Santa Elena.

A favor de estructura y siguiendo esta faja hacia el O., vuelve a aflorar al E. del Cerro del Navalcardo.

Los terrenos cartografiados como devónicos están formados por unos materiales arcillosos con una cierta pizarrosidad y a menudo con coloración verdosa e incluso rojiza, que alternan con pequeñas capas cuarcíticas de 2-3 cm. de potencia o arenisca cuarcítica con un cierto contenido de mica y de tonalidades rojizas; estos materiales presentan lentejones de cuarcitas masivas de pátina gris blanquecina, grano fino y bastante recrystalizadas, a veces son algo brechoides.

En estos terrenos, la diferente competencia de los materiales alternantes permite definir la estratificación perfectamente; sin embargo, a veces sucede que dicha alternancia no existe, presentándose los materiales en forma de un monótono conjunto de areniscas arcillosas finas, en las que no es posible distinguir el primitivo plano de estratificación.

La esquistosidad es incipiente e irregular, dando planos poco penetrativos, buzando generalmente al S.

Hasta la actualidad, los materiales que hemos diferenciado como devónicos han sido considerados por diversos autores como pertenecientes al Carbonífero Inferior.

TAMAIN es el único que habla de un neodevónico para estos materiales cuarcíticos.

Los criterios que hemos empleado para datar las llamadas por otros autores cuarcitas Campana como devónicas son los siguientes:

a) En la zona de Sierra Morena comprendida entre Santamaría de Trasierra y Santisteban del Puerto nunca aparecen sedimentos cuarcíticos en el Carbonífero, solamente a nivel de afloramiento, y por la influencia de diques es posible encontrar algún pequeño tramo cuarcítico.

b) En la vecina Hoja de Santisteban del Puerto, concretamente en el Cerro San Pedro, se ha encontrado fauna de Braquiópodos. Se tomaron dos muestras, una a media ladera y otra en la cima del cerro (era una auténtica lumaquela), de las que se han determinado las siguientes especies: *Pseudocamarophoria* cf. *microrhyncha*, ROEMER; *Mucrospirifer* cf. *thedfordensis*, SHIMER-GRABAU; *Orthis* (*Mendacella*) sp.; *Eosyringothiris aspera*, HALL; *Mucrospirifer thedfordensis*, SHIMER-GRABAU; *Fimbrispirifer* cf. *venustus*, HALL; *Microspirifer* cf. *micronatus*, CONRAD; *Spinocyatia granulosa*, CONRAD, y *Poteriocrinus* sp.

La posición cronoestratigráfica de esta fauna fósil permite datar estos terrenos como pertenecientes al Devónico Medio (Eiffeliense-Givetiense).

Lateralmente y hacia el O. la constancia de facies se mantiene totalmente. Encontramos una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras con lentejones cuarcíticos que tienen continuidad en la Hoja estudiada de La Carolina. En los recorridos de campo se ha podido comprobar la identidad de facies del Cerro de San Pedro con los materiales que atribuimos al Devónico de La Carolina, así como el hecho de que se trata de un mismo nivel de dirección general SSE.-NNO.

c) En contra de la idea de HENKE, que considera a estos lentejones cuarcíticos como ventanas tectónicas dentro del Carbonífero, se ha observado que la serie pizarro-arenoso-cuarcítica siempre está discordante y a techo de las Pizarras de Graptolites y a muro de los materiales carboníferos.

La discordancia entre el Devónico y el Silúrico Inferior, aparte de faltar un tramo de la serie, es también angular, concretamente en el río de la Campana; al NE. de la casa de D. Justo es posible apreciar cómo el Devónico descansa de forma discordante con las Pizarras de Graptolites infra-yacentes.

En cuanto al Carbonífero, no presenta discordancia angular con el Devónico, aunque falta igualmente un tramo importante de serie. A escala cartográfica es posible evidenciar una discordancia erosiva.

La potencia no es posible saberla con exactitud, indudablemente es pequeña e inferior a la que correspondería por su anchura de afloramiento. Son materiales muy replegados y tectonizados y de escasa potencia (60-80 m.).

1.8 CARBONIFERO INFERIOR (H_{12}^A , Hc_{12}^A)

Prácticamente un 65 por 100 de los terrenos que afloran en la Hoja tienen esta edad.

Limita al Norte con el Devónico Medio, en discordancia erosiva, y algo con el granito de Santa Elena, al N.-E.

Al SO. con la terminación del Batolito de los Pedroches, y al S. y SE. con afloramientos graníticos.

En la parte S. y centro, el carbonífero se encuentra recubierto por materiales triásicos y miocenos que limitan en parte su extensión de afloramiento.

El Carbonífero de esta Hoja está formado por una serie alternante de pizarras metaareniscas, metagrauwackas y semiesquistos que presentan ligero metamorfismo regional.

La estratificación de estos materiales queda patente en los tramos donde la alternancia es clara, siendo más laboriosa su búsqueda en zonas en que existe predominio de material pizarroso, manifestándose en estas últimas por un leve fajeado originado por los cambios de composición del medio durante la deposición.

El resto de las estructuras que aparecen son motivo del estudio tectónico adjunto y son descritas con detalle en el mismo.

En la parte basal del Carbonífero se ha distinguido cartográficamente una serie de niveles conglomeráticos que presentan gran continuidad lateral.

Estos microconglomerados, ya que en raras ocasiones se presentan como un verdadero conglomerado, están constituidos por clastos de cuarzo, cuarcita, lidita y pizarra, bastante angulosos y elongados en la dirección de esquistosidad.

La matriz es arenoso-arcillosa y el cemento silíceo, siendo muy compactos y duros; ocasionalmente el contenido en sílice se ve aumentado por estar atravesados por diques de cuarzo; el tamaño de los clastos es muy variable de unos puntos a otros, entre 3-5 mm., y el centil no sobrepasa el centímetro.

Donde presenta mayor potencia es al NE. de La Carolina, en la carretera que conduce a la mina «Sinapismo». En este punto, situado a unos 2 km. de La Carolina, se ha realizado el siguiente corte de detalle (Fig. 1):

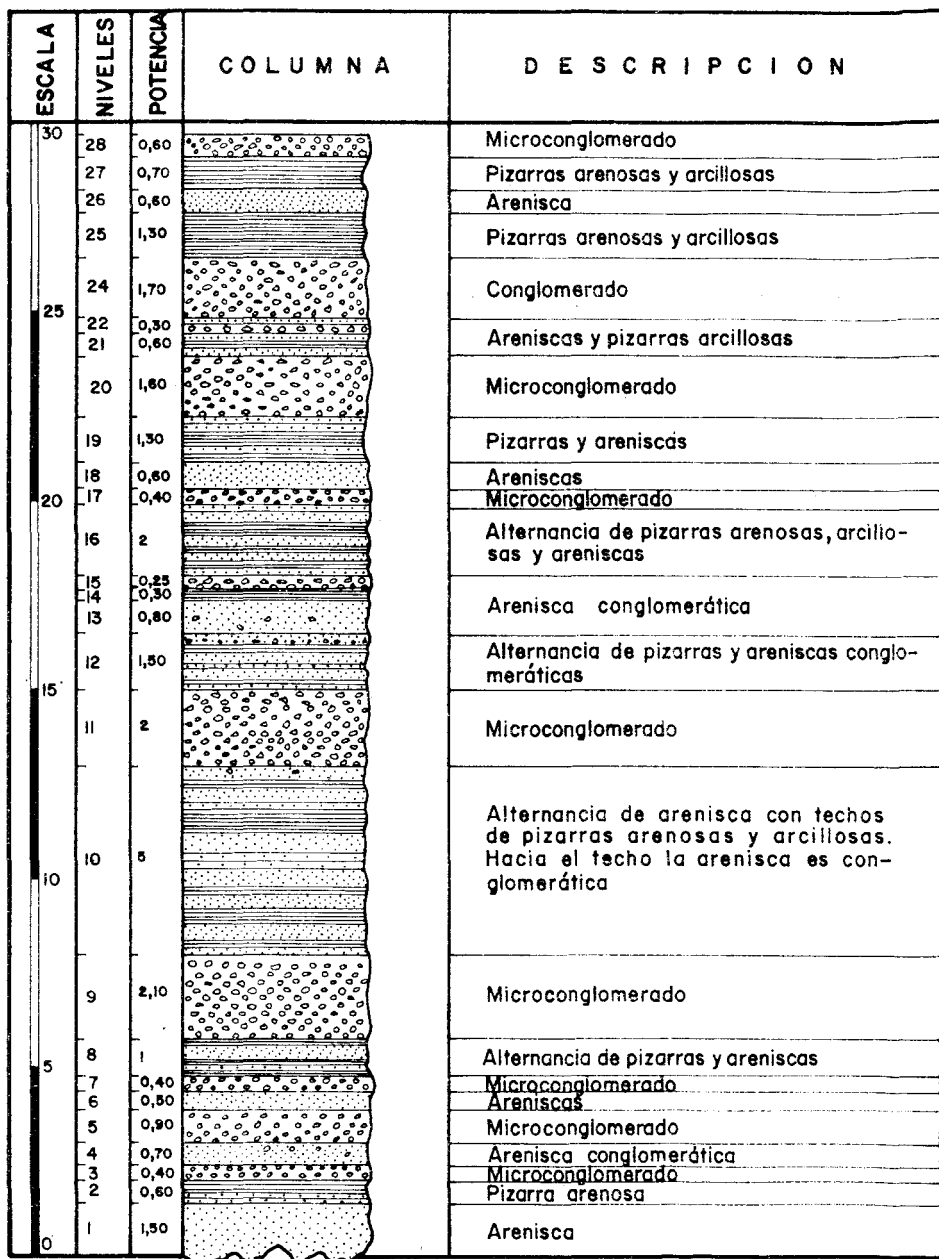
Núm. 1: Arenisca de grano medio, muy compactada, los granos son de feldespato, cuarzo y moscovita. Está dispuesta en bancos de 30 m.

Potencia: 1,5 m.

Núm. 2: Pizarra arenosa, estratificada en lechos de pocos centímetros.

Potencia: 0,60 cm.

Núm. 3: Microconglomerado dispuesto en un solo banco.



ESCALA 1:200

Figura 1

El tamaño de los clastos es pequeño (1-2 mm.), son de cuarzo y pizarra. La matriz es arenosa y el cemento silíceo.

Hay abundante moscovita.

Potencia: 0,40 m.

Núm. 4: Arenisca conglomerática.

Está estratificada en lechos de 6 cm., alternando con tramos de igual potencia de arenisca de grano más fino. Muy compacta.

Este tramo suele tener pistas de reptación y huellas de braquiópodos inclasificables.

Potencia: 0,70 m.

Núm. 5: Microconglomerado.

El tamaño de los clastos es de 3 a 5 mm. Es muy compacto, de aspecto masivo.

Potencia: 0,90 m.

Núm. 6: Arenisca de grano grueso.

Está dispuesta en lechos de 5 a 6 cm. Los granos son de Q, feldespato y moscovita.

Potencia: 0,50 m.

Núm. 7: Microconglomerado.

Similar al del nivel 5.

Potencia: 0,40 m.

Núm. 8: Alternancia de pizarras arenosas y arcillosas, con pequeños bancos intercalados de arenisca conglomerática.

Las primeras están dispuestas en lechos de pocos milímetros, mientras que los bancos de arenisca tienen unos 7 cm.

Potencia: 1 m.

Núm. 9: Microconglomerado.

Son dos bancos de microconglomerado, separados por un lecho de arenisca grosera de 8 a 10 cm.

Los clastos son de Q y pizarra, y están alargados en la dirección de esquistosidad.

El tamaño de los clastos aumenta hacia el techo.

Potencia: 2,10 m.

Núm. 10: Alternancia de arenisca de grano grueso, con lechos de 4-5 mm: de pizarra arenosa y pizarra arcillosa.

Hacia el techo, la pizarra va pasando a una arenisca de grano fino a medio, siendo en el contacto con el número 11 una arenisca conglomerática.

Potencia: 5 m.

Núm. 11: Microconglomerado.

Es un solo banco, aunque hay pequeñas, alternancias en la base, de microconglomerado y arenisca conglomerática, pasando gradualmente hacia

el techo a un microconglomerado masivo, cuyo tamaño de grano es mayor de 3-6 mm.

Potencia: 2 m.

Núm. 12: Alternancia en bancos de 10 a 15 cm. de pizarras arenosas, areniscas y microconglomerado.

Los bancos más potentes son de este último, aunque hacia el techo disminuye el tamaño de grano.

Potencia: 1,50 m.

Núm. 13: Arenisca conglomerática.

Engloba algún clasto de Q disperso. Tiene mucha moscovita y el tamaño de grano es superior a 1 mm.

Potencia: 0,80 m.

Núm. 14: Pizarra arenosa, dispuesta en lechos de pocos milímetros.

Potencia: 0,30 m.

Núm. 15: Microconglomerado.

Banco pequeño que hacia el techo pasa a ser una arenisca conglomerática.

Potencia: 0,25 m.

Núm. 16: Alternancia de pizarras arenosas, arcillosas y areniscas de grano grueso.

Es una serie alternante de 40 en 40 cm., aproximadamente.

Potencia: 2 m.

Núm. 17: Microconglomerado.

Es un banco masivo.

Potencia: 0,40 m.

Núm. 18: Arenisca de grano medio a grueso.

Es un banco potente y muy compactado por estar atravesado por pequeños diques irregulares de cuarzo.

Potencia: 0,60 m.

Núm. 19: Alternancia de pizarras arenosas y areniscas, dispuestas en lechos finos. Es una serie rítmica.

Potencia: 1,30 m.

Núm. 20: Microconglomerado.

Hacia el techo el tamaño aumenta, pasando a ser casi un conglomerado.

Los clastos de Q y pizarra son muy angulosos y alargados en la dirección de esquistosidad.

Potencia: 1,60 m.

Núm. 21: Alternancia de pizarras arcillosas y arenisca de grano fino, dispuestas en bancos delgados.

Potencia: 0,60 m.

Núm. 22: Microconglomerado.

La superficie de estratificación es irregular. Aspecto apizarrado. Tiene mucha moscovita y los clastos son muy angulosos, de Q y pizarra.

Potencia: 0,30 m.

Núm. 23: Arenisca de grano grueso.

Potencia: 0,15 m.

Núm. 24: Conglomerado.

Aquí el tamaño de los clastos es mayor, y se puede considerar como un verdadero conglomerado.

Hacia el techo disminuye el tamaño, pasando a ser una arenisca conglomerática.

Potencia: 1,70 m.

Núm. 25: Pizarras arenosas y arcillosas, alternando en delgados lechos.

Potencia: 1,30 m.

Núm. 26: Arenisca de grano grueso.

Hacia el techo llega a ser casi un microconglomerado de pequeño grano.

Potencia: 0,60 m.

Núm. 27: Alternancia de pizarras arenosas y arcillosas en lechos finos de 3-4 m.

Potencia: 0,70 m.

Núm. 28: Microconglomerado.

Los clastos son de cuarzo y pizarra, muy angulosos, de 2-3 mm. La superficie de estratificación es irregular y presenta un aspecto apizarrado.

Potencia: 0,60 m.

La potencia total de esta serie es de 29,80 m.

El espesor de este paquete conglomerático no es constante, sino que presenta variaciones laterales, siendo su potencia media de 1-7 m.

Los tramos detríticos groseros siempre van asociados al conglomerado, pudiendo pasar lateralmente a una arenisca conglomerática, por lo que se podrían interpretar como niveles de la base del Carbonífero, que debido a pequeñas variaciones en la subsidencia de la arena, han originado esta serie detrítica alternante.

Cabe destacar que hacia el NO. el tamaño de los clastos se ve aumentado, pasando a ser un auténtico conglomerado, en particular entre los arroyos de Posada Vieja y Garfau, donde el conglomerado se presenta con una potencia que oscila entre los 10 y los 14 m. Aquí los clastos son de cuarcita fundamentalmente, y se presentan muy redondeados, casi se podría considerar una pudinga; el tamaño es de 3-4 cm. y el centil oscila sobre los 6-7 cm.; se presentan bancos de 5 m., alternando con areniscas conglomeráticas y niveles de 1 a 2 m. de microconglomerado semejante al ya referido.

La matriz es arenosa y el cemento silíceo; está muy compactado y su

aspecto es apizarrado; están los cantos alineados en el sentido de la pizarrosidad.

Asimismo, al E. del Cerro de las Muertas, cerca del río Pinto, el microconglomerado se encuentra asociado a niveles detríticos groseros, en los que existe abundante moscovita y granos de feldespato en vía de alteración.

Los clastos del microconglomerado (cuarzo y pizarra fundamentalmente) son muy angulosos y contienen en su matriz arenosa abundante moscovita y feldespato.

Se han encontrado huellas de reptación, moldes de braquiópodos mal conservados e impresiones y «flow-cast».

Se han encontrado pistas y huellas de reptación, moldes de braquiópodos y escasos restos de vegetales que nos hablan de un medio litoral costero con gran agitación y de nivel de costa inestable. Dado el carácter inmaduro de estos sedimentos, el área madre estaría muy próxima.

Los criterios seguidos para datar estos sedimentos descritos como Carbonífero Inferior han sido los siguientes:

- Se han encontrado moldes de braquiópodos y lamelibranquios mal conservados y poco precisos, pero que han permitido, algunos de ellos, determinar el género *Posidonomia* que permite atribuir una posible edad de Viseense.
- La similitud de facies y fauna con el Carbonífero de la Hoja de Córdoba (16-37), cuya fauna permitió datar de forma precisa como Viseense Medio-Superior.

La gran mancha de materiales carboníferos que ocupan esta Hoja puede hacer pensar que la potencia de este Carbonífero es muy importante. Ahora bien, el estudio tectónico realizado pone de manifiesto una estructura que no es sino una sucesión ininterrumpida de pliegues de pequeña amplitud, siendo la causa por la que esta unidad, sin duda de escasa potencia (quizá 300-400 m.) ocupa tan gran extensión.

Dentro de esta formación se encuentra intercalada una serie de diques, de varios kilómetros de extensión, de diabasas, aplitas y de pórfidos graníticos, estos últimos de muy diferente aspecto y colorido, si bien en composición son bastante similares. Para más detalle, véase el apartado de Petrografía.

1.9 TRIASICO (T_{G1} , T_{G1}^{CG})

Los materiales triásicos representados en la Hoja tienen una amplia difusión, aunque parcialmente se encuentran recubiertos por el Mioceno.

Por el NE. llegan a aflorar hasta Las Navas de Tolosa en una estrecha franja.

Se han realizado tres cortes de detalle en los llamados cortes de Mesonero, La Mesa y La Perdiz, con potencia de 29, 62 y 17 m., respectivamente.

En la base del primero de los cortes existen 4 m. de conglomerados de cantos silíceos sueltos de menos de 6 cm., con matriz de arena y arcilla. Encima hay una alternancia de areniscas y arcillas en capas de 0,30 m.

Petrográficamente las areniscas son arcosas potásicas y litarcosas, estas últimas con fragmentos de rocas metamórficas y areniscas. Es característica de todas estas rocas la presencia de un cemento silíceo bastante abundante. También se ha observado la presencia de cemento ferruginoso y esporádicamente de una matriz arcillosa sericítica que procede de la alteración de los feldespatos. En cuanto al tamaño de grano, se trata de arenas finas, bastante uniforme, bien redondeado.

En el corte de La Mesa, la potencia del Trías es mucho mayor; los materiales son más arcillosos hacia la base del corte, donde aparecen algunos tramos areniscosos. Al ir ascendiendo en la serie se encuentran dolomías alternando con arcillas y areniscas y un tramo de limonitas de 30 m. de potencia.

En este corte las arcosas feldespáticas no tienen cemento silíceo, sino ferruginoso, y en algunos casos calcáreo o dolomítico.

En el corte de La Perdiz, hacia la base, se presentan materiales dolomíticos de escasa potencia (0,50 m.) y posteriormente areniscas en capas de 20 a 40 cm., con algunas intercalaciones de arcillas rojas; el resto del corte está formado por arcillas, entre las que se intercalan capas de areniscas.

Hay gran similitud entre estos dos últimos cortes en cuanto a su litología, mientras que en el corte Mesonero el cemento es esencialmente silíceo y no aparecen carbonatos.

En resumen, se trata de un conglomerado cuarcítico basal, y encima, areniscas rojas y arcillas.

El Trías siempre se encuentra en posición subhorizontal, discordante sobre el Carbonífero y en facies Bunt típica. Cronológicamente estos materiales se sitúan en el Triásico Inferior por similitud de facies con otras zonas. No se ha encontrado fauna con posibilidades de datación.

1.10 MIOCENO (Tc_{911}^{Bc3} , T_{11-12}^{Bc3-Bc})

Los materiales miocenos se depositaron transgresivamente sobre el zócalo paleozoico y los sedimentos triásicos.

La deposición de este Mioceno comenzó con un conglomerado poco potente de tonos rojizos y con cantos de unos 4 cm., aproximadamente. Los clastos son cuarcíticos, arenosos y con restos de ostras y matriz arenoso-limosa. Se ha realizado un estudio de esta matriz y se trata de litarenitas con matriz carbonatada y algunos feldespatos potásicos.

La potencia máxima de este conglomerado es de 6-7 m.

Sobre estos conglomerados se depositaron sedimentos más lutíticos: areniscas y limolitas, formadas por subarcosas y arcosas con cemento silíceo o ferruginoso y con escasa matriz arcillosa.

El techo de estos sedimentos lo constituyen unos materiales carbonatados de biomicitas y bioesparitas con intercalaciones de arenas y limos arcillosos. Las calizas suelen poseer cierta proporción de materiales terrígenos: arena y arcilla, y suelen ser fosilíferas.

La potencia de este Mioceno oscila entre 40-50 m., en los cortes realizados.

Se han datado estos materiales como Tortoniense Superior-Andaluciense por similitud de facies con la vecina Hoja de Linares, en la cual se ha hecho un estudio micropaleontológico.

1.11 CUATERNARIO (QAI-QC)

El Cuaternario viene representado en esta Hoja por dos tipos de materiales: Aluvial y Coluvial.

Los coluviones están formados por un conglomerado, poco o nada cementado, de cantos angulosos y heterométricos trabados por una pasta ferruginosa de tonos rojizos muy acusados.

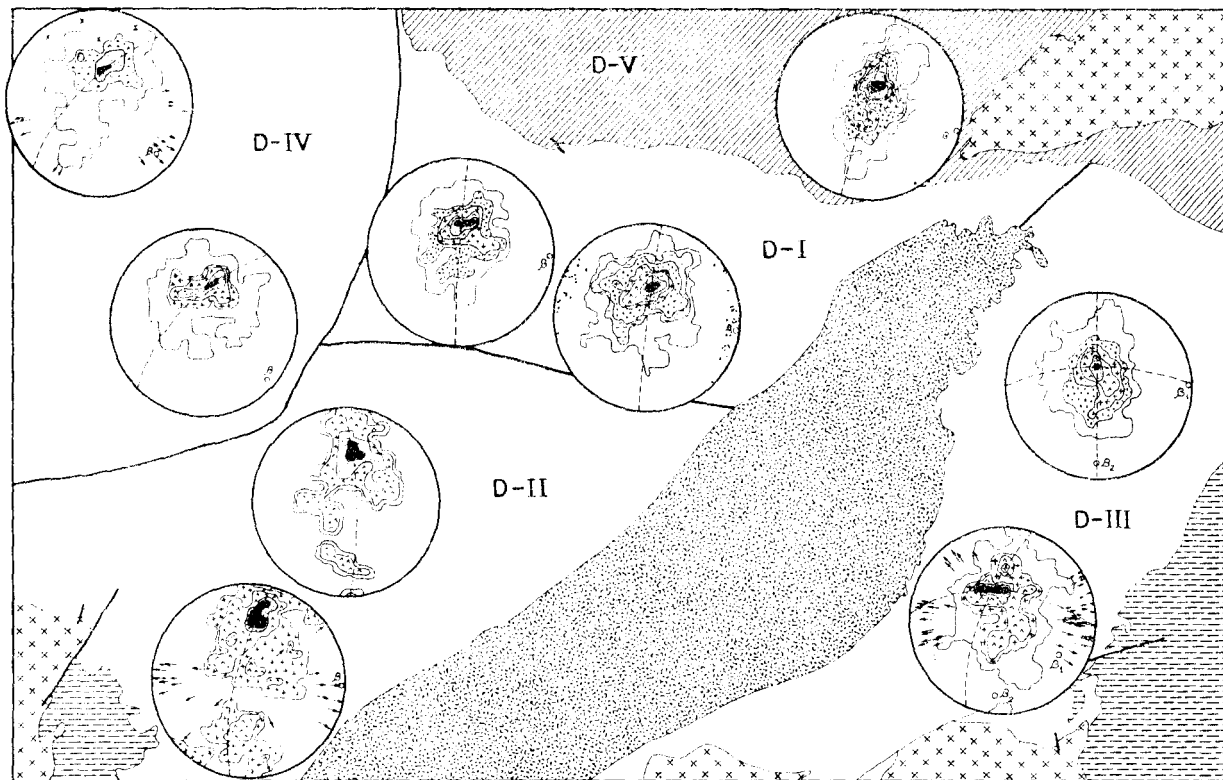
Los sedimentos aluviales están representados exclusivamente en los lechos de los ríos; se componen de cantos sueltos de cuarcita, pizarra, arenisca y niveles de limos, arenas y arenas limosas.

2 TECTONICA

Para el estudio tectónico de la zona, dado que no hemos encontrado estructuras macroscópicas, nos hemos basado en el examen de detalle de las estructuras mesoscópicas. Este análisis nos llevó a determinar tres grupos distintos de estructuras mesoscópicas, difiriendo considerablemente el estilo entre ellas.

a) Primera generación de pliegues, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial; son pliegues volcados con vergencia N., bastante apretados, otros asimétricos, sin claro predominio de ninguna rama, y algunos concéntricos.


Este primer movimiento tectónico (F_1) originó, por tanto, pliegues de eje B_{s1}^{s2} cercanos a la horizontalidad, de dirección ONO.-ESE. y una pizarrosidad longitudinal sensiblemente paralela a la superficie de estos pliegues, originada al mismo tiempo que ellos. Hay una excepción, y es en el dominio IV, en que los pliegues tienen un B_{s1} de dirección NO.-SE.



LEYENDA

 PIZARRAS + CUARCITAS

 PIZARRAS + ARENISCAS

 MIOCENO + TRIAS

 TRIAS


 GRANITO

Figura 2

b) Los pliegues de la segunda generación, puestos de manifiesto en recorridos paralelos a la dirección axial, son más abiertos y de dirección NNE-SSO. y «pinchan» de forma más acusada.

Este segundo movimiento tectónico ha originado pliegues transversos de eje $B_{S_1}^{S_3}$. La superficie axial de estos pliegues S_3 es difícil de medir en campo, dado que es menos penetrativa que la S_2 .

c) Movimientos tardíos originaron pliegues en V («Kink-folds») de S_2 , de eje $B_{S_2}^{S_4}$. Esta tercera generación de pliegues no ha impuesto su propia directriz, sino que se ha adaptado tanto a la primera generación como a la segunda, por ser movimientos póstumos con poca energía.

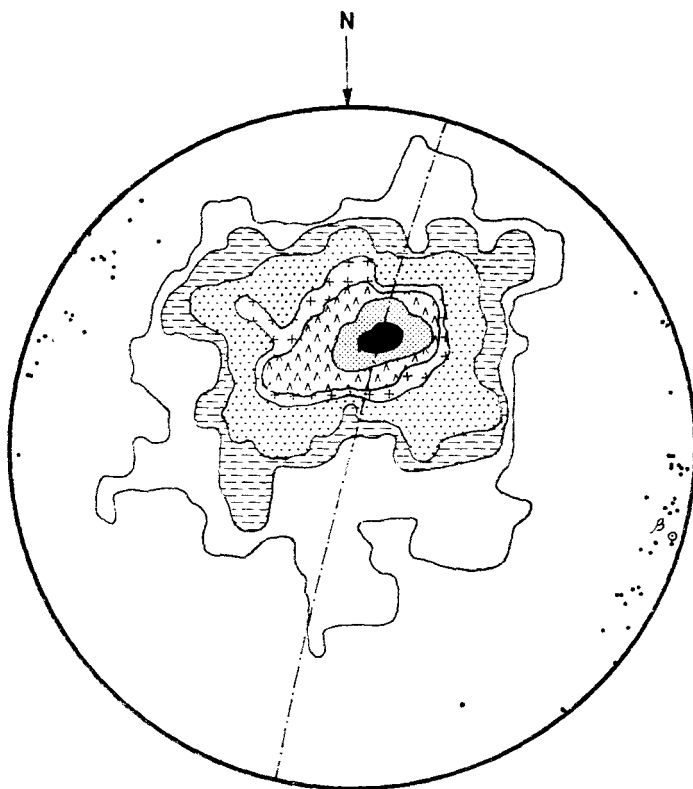


Diagrama 1.—148 polos de S_1 (contornos 2 y 3, 4 y 6, 7, 8 y 9, 10, $\geq 11\%$) y 54 L_1 en el Carbonífero del NE.

El análisis estructural nos revela que el desarrollo de las estructuras fue debido a dos impulsos que originaron pliegues casi perpendiculares entre sí, separados muy poco en el tiempo, y uno posterior de menor intensidad. Los dos plegamientos principales corresponden a la orogenia Hercínica en su fase Astúrica, y por ello han afectado a todos los materiales de la región, imprimiendo el estilo tectónico dominante. Su intensidad ha sido tal que ha podido borrar cualquier vestigio de plegamientos o discordancias anteriores. De aquí se deduce que el plegamiento de esta zona no es cilíndrico. Lógicamente y dentro de este esquema, cada tipo de materiales habrá reaccionado según su litología a estos esfuerzos.

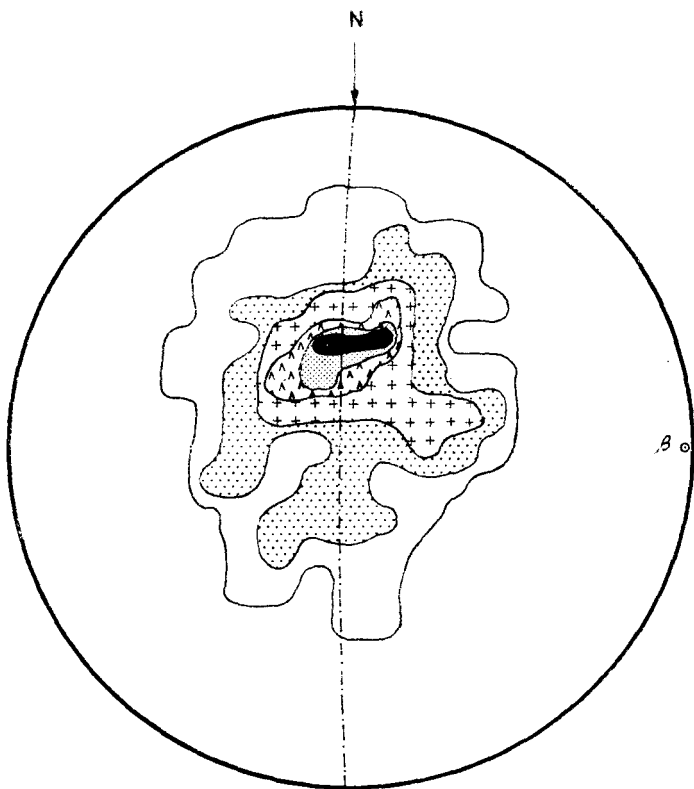


Diagrama 2.—93 polos de S_2 (contornos 1 y 2, 3...5, 6...8, 9 y 10, 11, $\geq 12\%$) del Carbonífero del NE.

2.1 GEOMETRIA DEL DOMINIO I (CARBONIFERO DEL NE.)

En el diagrama 1 se han proyectado 148 polos de S_1 que definen un eje β hundándose 2° en dirección N. 110° E. representando el eje estadístico del primer plegamiento (F_1).

El diagrama refleja el tipo de pliegues que generalmente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues volcados con vergencia N. Los polos no están distribuidos según un círculo máximo, por lo que el plegamiento no es cilíndrico. La dispersión lateral de los polos S_1 , en torno al círculo máximo, indica la existencia de un segundo movimiento tectónico de tendencia NNE-SSO. También se observa este fenómeno en el «plunge» de los 54 ejes medidos que deberían hundirse hacia el E. invariablemente si el plegamiento fuera cilíndrico, y, en cambio, unas veces lo

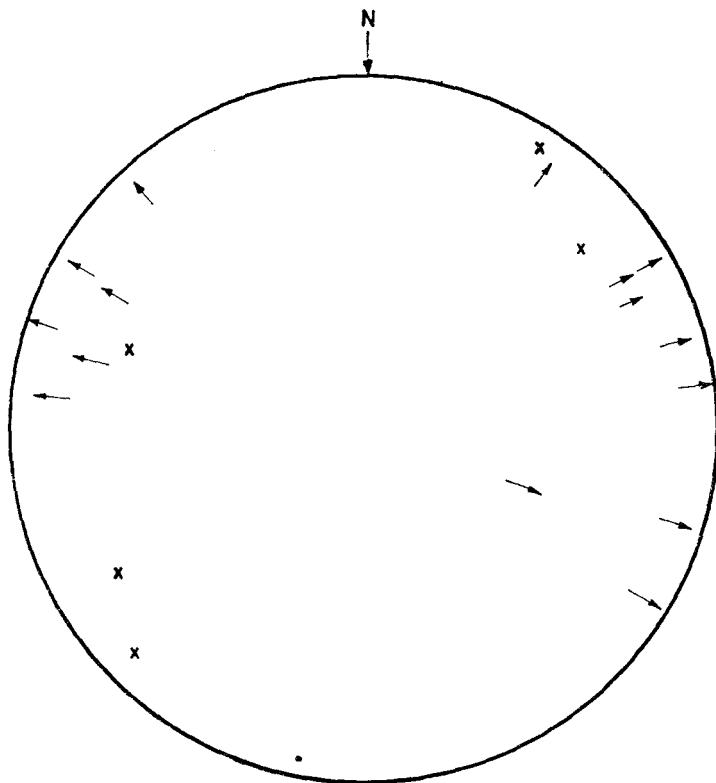


Diagrama 3.— $X = L_2$ y $\rightarrow = L_3$ en el Carbonífero del NE.

hacen hacia el O. y otras al E. La casi coincidencia entre el eje β y la mayoría de los 54 L_1 indica que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la fase F_1 .

En el diagrama 2 se han proyectado 93 polos de S_2 , de este dominio, mostrando un máximo (igual o superior al 12 por 100) en posición E.-O. y con un buzamiento de 26° al S. La distribución de las superficies cozonales es asimétrica y muestra una dispersión acusada. Se nos define un eje que no es un eje de pliegue de S_2 , ya que la S_2 no está plegada, pero por definición es un eje βS_2 , que en nuestro caso y debido a que las S_2 son los planos axiales de los pliegues de una anterior superficie S_1 , debe coincidir con el eje $\beta S_1 = B_{S_1}^{S_2}$ (según TURNER y WEISS, 1963). Este βS_2 tiene una dirección N. 88° E. y un buzamiento de 2° al E.

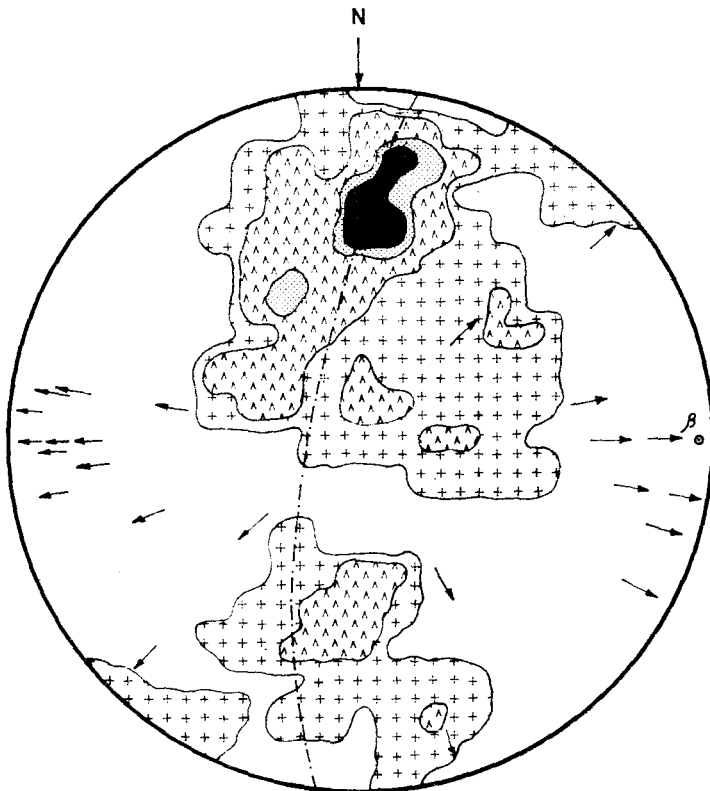


Diagrama 4.—72 polos de S_1 (contornos 1 y 2, 3...5, 6 y 7, $> 8\%$) y 24 L_1 en el Carbonífero del SO.

En el diagrama 3 se han proyectado cinco ejes correspondientes al segundo esfuerzo (F_2) y 15 ejes de pliegues en V que son de la tercera generación y, por tanto, L_3 .

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio muestra evidencia de dos deformaciones superpuestas y un impulso póstumo («Kink-folds»). Estadísticamente F_2 produjo replegamiento de las primitivas L_1 , causando la actual tendencia en el eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría triclinica que nos indica la acción de la segunda deformación.

2.2 GEOMETRIA DEL DOMINIO II (CARBONIFERO DEL SO.)

En el diagrama 4, los 72 polos de S_1 nos definen un eje de dirección

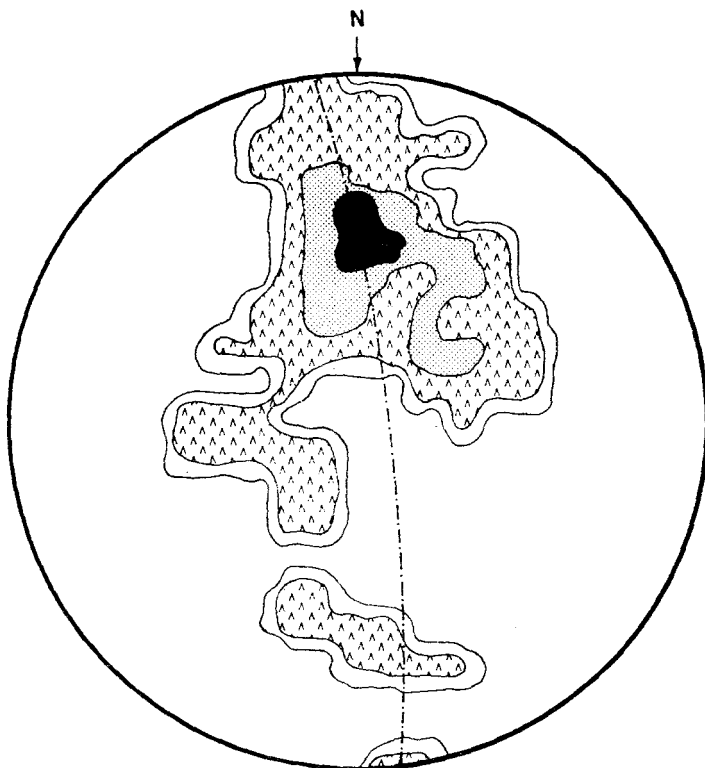


Diagrama 5.—40 polos de S_2 (contornos 1, 2...4, 5...7, $\geq 8\%$) del Carbonífero del SO.

N. 82° O. y pinchando 10° E. La mayoría de los S_1 , con un máximo mayor de 8 por 100, corresponden a un rumbo N. 85° O. y 25° S. de buzamiento.

Los 24 L_1 parecen disponerse próximos al eje.

Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría triclinica, debido a la dispersión que provoca la segunda deformación.

El diagrama 5 tiene 44 polos de S_2 que nos definen un βS_2 (que como ya queda dicho, $\beta S_1 = \beta S_2 = B_{S_1}^{S_2}$) de dirección N. 83° al E. y pinchando 2° al O. Simetría del diagrama triclinica con un máximo igual o mayor de 8 por 100, con un rumbo N. 87° O. y 46° S. de buzamiento.

Comparando un diagrama con otro, vemos claramente la influencia de la segunda fase (F_2), que provoca dispersión en aquéllos y ocasiona que unos L_1 pinchen hacia el E. y otros hacia el O.

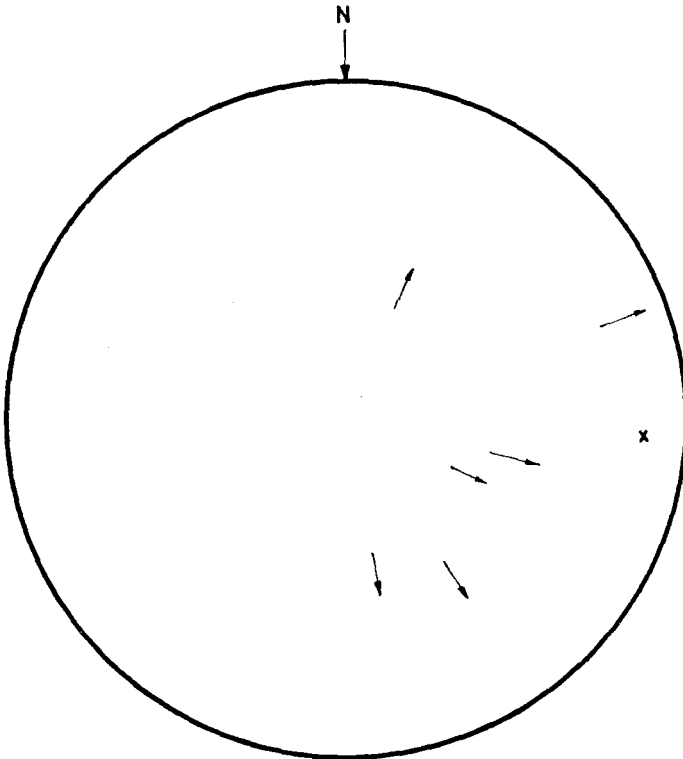


Diagrama 6.—→ = L_2 y $X = L_3$ en el Carbonífero del SO.

En el diagrama 6 vienen proyectados seis polos L_2 y uno L_3 («Kink-folds»), que no permiten sacar conclusiones.

Los pliegues de este dominio son pliegues volcados con vergencia N. y algunos escasos asimétricos con claro predominio de la rama que buza al S., que es la rama menos pendiente.

2.3 GEOMETRIA DEL DOMINIO III (CARBONIFERO DEL E.)

En el diagrama 7, los 180 polos de S_1 muestran un máximo (mayor de 7 por 100) de dirección N. 69° O. y buzando 28° al S. y un submáximo (7 por 100) de dirección N. 88° O. y buzando 45° al S. Esto nos indica pliegues volcados de vergencia N. cuyo flanco S. es menos pendiente.

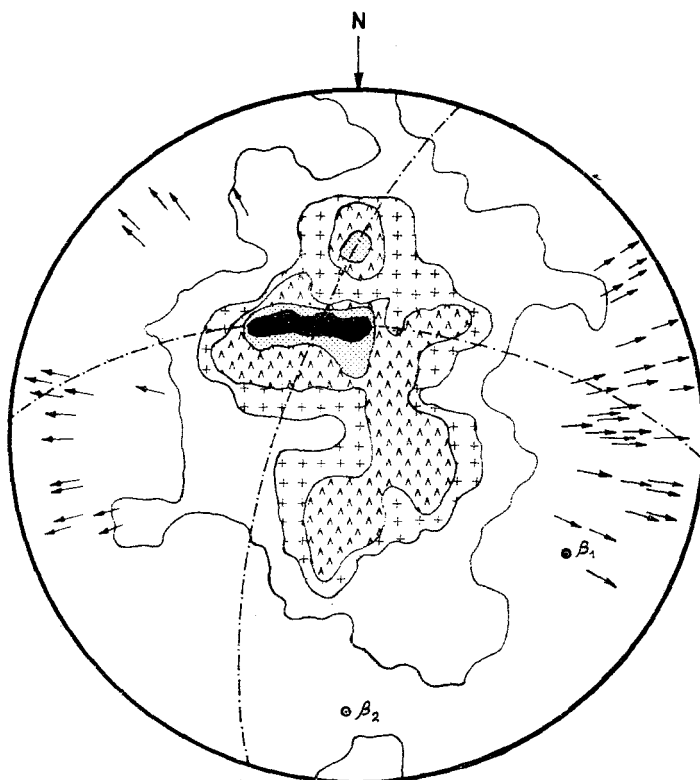


Diagrama 7.—180 polos de S_1 (contornos 1 y 2, 3 y 4, 5 y 6, 7, $> 7\%$) y 50 L_1 en el Carbonífero del E.

El eje β_1 definido tiene un rumbo N. 71° O. y pincha 20° al E., no diferenciándose prácticamente de los 50 L_1 medidos en campo; aunque vemos, como en los dominios anteriores, cierta dispersión de estos L_1 motivada por la segunda fase tectónica (F_2).

En relación con esta segunda fase parece desprenderse de la interpretación del diagrama un β_2 correspondiente a la segunda fase con un rumbo N. 4° E. y pincha 26° al S. Los L_2 medidos en campo no se diferencian de éste.

La fábrica megascópica parece tener simetría triclinica; indudablemente no es un plegamiento cilíndrico.

Los 170 polos de S_2 (diagrama 8), con un máximo (mayor o igual del 14 por 100) de rumbo N. 84° y buzando 18° al S., nos definen un S_1 de dirección N. 82° O. y pinchando 2° al E. También parece definirse un β_2 corres-

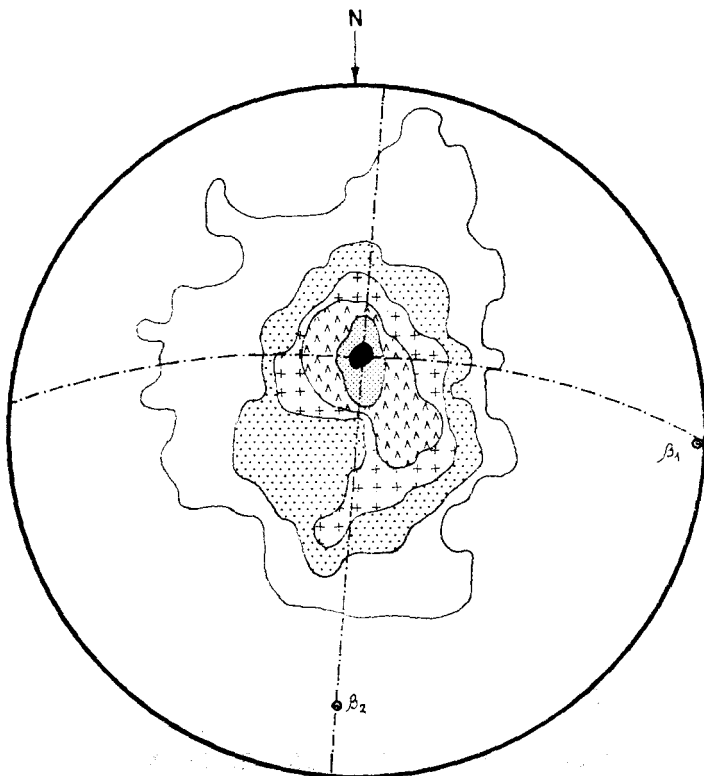


Diagrama 8.—170 polos de S_2 (contornos 3 y 4, 5...7, 8...10, 11...13, $\geq 14\%$) en el Carbonífero del E.

pendiente a la segunda fase de deformación, con un rumbo N. 8° E. y pinchando 18° al S.

Vemos que se trata de dos fases prácticamente perpendiculares.

En el diagrama 9 hay proyectados 14 polos de S_3 (esquistosidad correspondiente a la segunda deformación F_2). Aunque no son suficientes 14 polos para sacar conclusiones, sí es importante resaltar que todos estos polos buzan hacia el N., a diferencia de la S_2 (esquistosidad de la primera fase), que buza hacia el S. Por tanto, hay una diferencia de vergencia entre los pliegues de la primera y segunda fase de plegamiento.

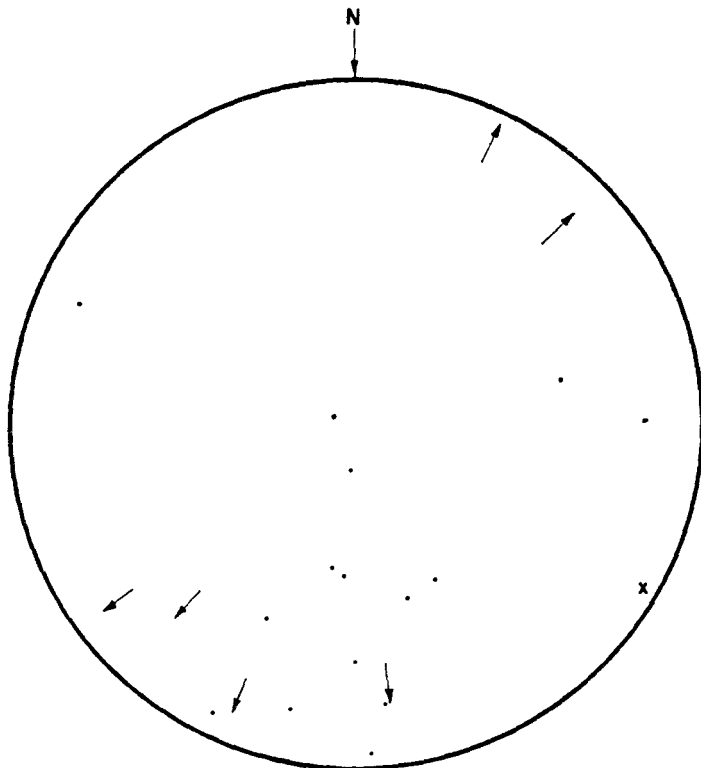


Diagrama 9.— $\cdot = S_3$, $\rightarrow = L_2$ y $X = L_3$ en el Carbonífero del E.

2.4 GEOMETRIA DEL DOMINIO IV (CARBONIFERO DEL NO.)

En el diagrama 10 vienen proyectados 79 polos de S_1 , 17 L_1 y dos L_2 . El eje β obtenido es de dirección N. 44° O. y pincha 20° al E. El máximo

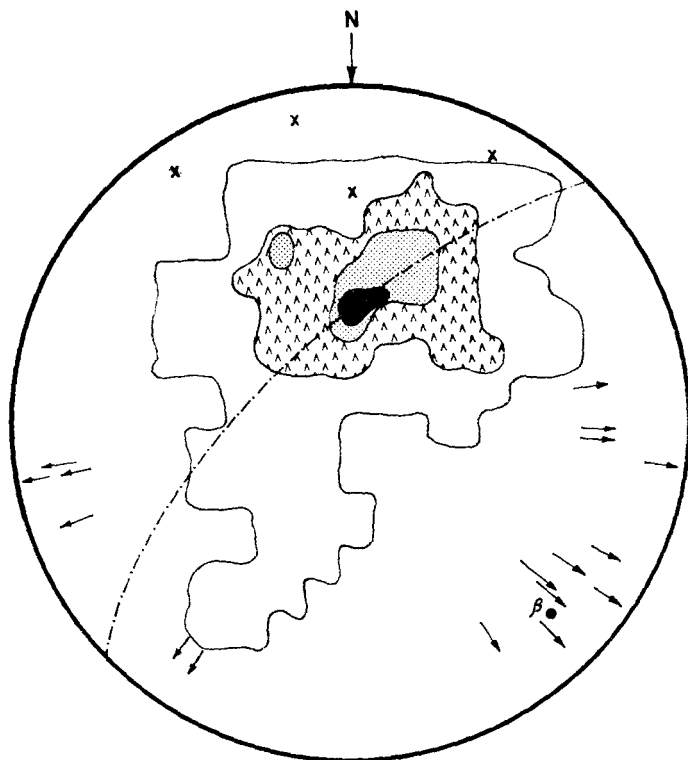


Diagrama 10.—79 polos de S_1 (contornos 5...9, 10...14, $\geq 15\%$), 17 $L_1 = \leftarrow$ y 4 $L_2 = X$ del Carbonífero del NO.

(igual o mayor al 15 por 100) tiene una dirección N. 82° al E. y buza 30° al S.

El área no es homogénea respecto a β , por lo que la simetría es triclinica.

El diagrama 11 tiene proyectados 73 S_2 , que nos definen un S_2 de dirección N. 45° O. y pinchando 20° al E. Hay dispersión manifiesta, y la fábrica megascópica no es monoclinica, sino triclinica (no hay ningún plano de simetría). El máximo (mayor o igual al 13 por 100) tiene una dirección N. 69° O. y buza 35° al S.

2.5 GEOMETRIA DEL DOMINIO V (INFRADEVONICO)

En el diagrama 12 se han proyectado 77 polos de S_1 , cinco lineaciones L_1 y una L_2 . El eje β definido está muy cerca de la horizontalidad, «pincha» 5°

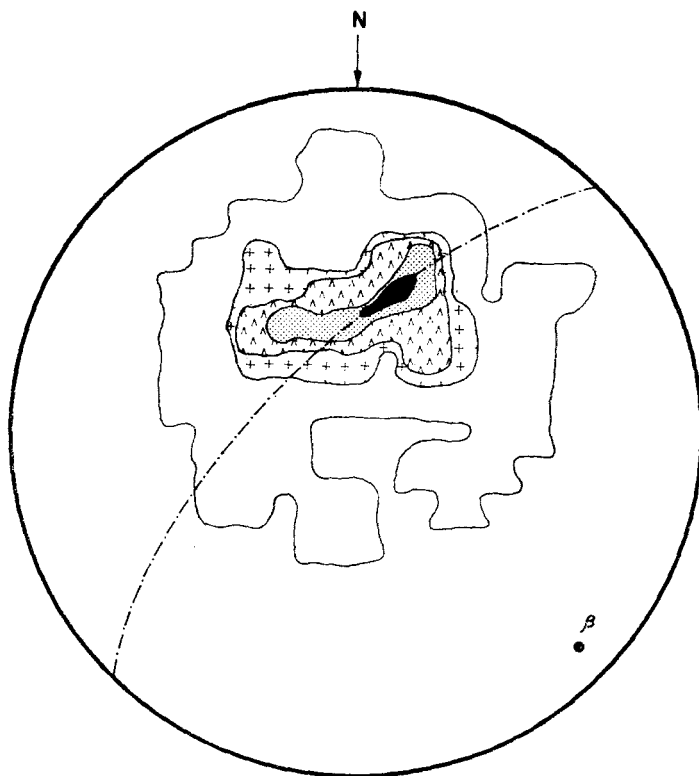


Diagrama 11.—73 polos de S_2 (contornos 5...7, 8...10, 11 y 12, $\geq 13\%$) del Carbonífero del NO.

al E., con un rumbo de N. 83° O. Muestra un máximo (igual o mayor del 19 por 100), con una dirección de N. 82° O. y buzando 20° al S. y un submáximo (9-12 por 100) muy disperso con dirección N. 74° O. y buzando 12° N.

Considerando la orientación de los ejes S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, pero si se tienen en cuenta los efectos de la segunda deformación, la simetría es triclinica. En este diagrama no existe tanta dispersión en la horizontal como en los otros.

La geometría de este diagrama representa pliegues volcados con vergencia N. y otro tipo de pliegues de flancos poco pendientes y muy amplios, casi simétricos, aunque buzando un poco más la rama S.

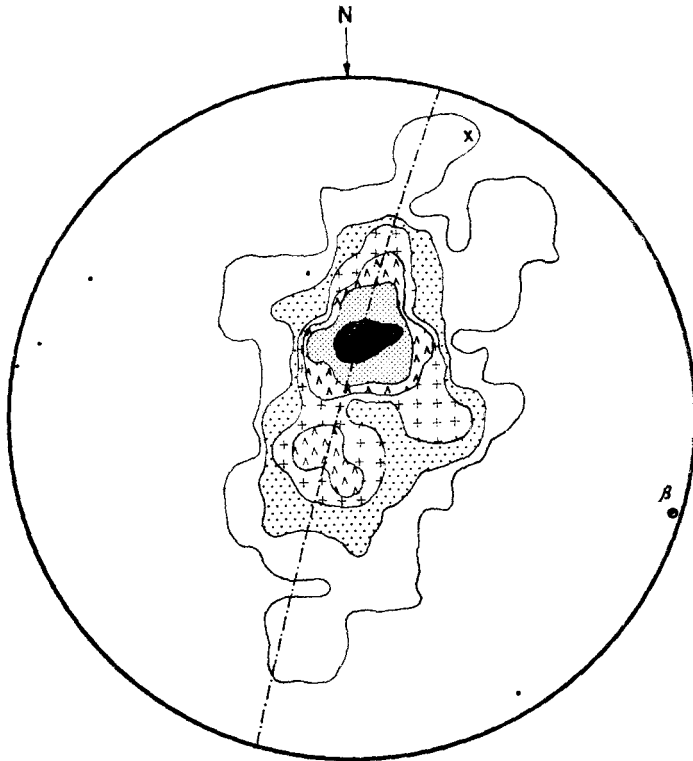


Diagrama 12.—77 polos de S_1 (contornos 3...5, 6...8, 9...12, 13...18, $\geq 19\%$),
5 $L_1 = \cdot$ y 1 $L_2 = X$ del Infradevónico.

En el diagrama 13 se han proyectado 17 polos de S_2 ; debido a los pocos datos no es posible aportar nueva información N., aunque vemos confirmar lo anterior.

En el diagrama 14 se han proyectado 23 polos de S_1 , cuatro polos S_2 y ocho ejes de pliegue correspondientes al Devónico de la zona estudiada. Vemos que existe una dispersión manifiesta en los S_1 , pero no hay datos suficientes para dar una interpretación estadística.

2.6 SINOPSIS DE LA GEOMETRIA ESTRUCTURAL

La comparación de las subfábricas de los diferentes dominios revela que todas las estructuras mantienen una orientación constante. Por tanto,

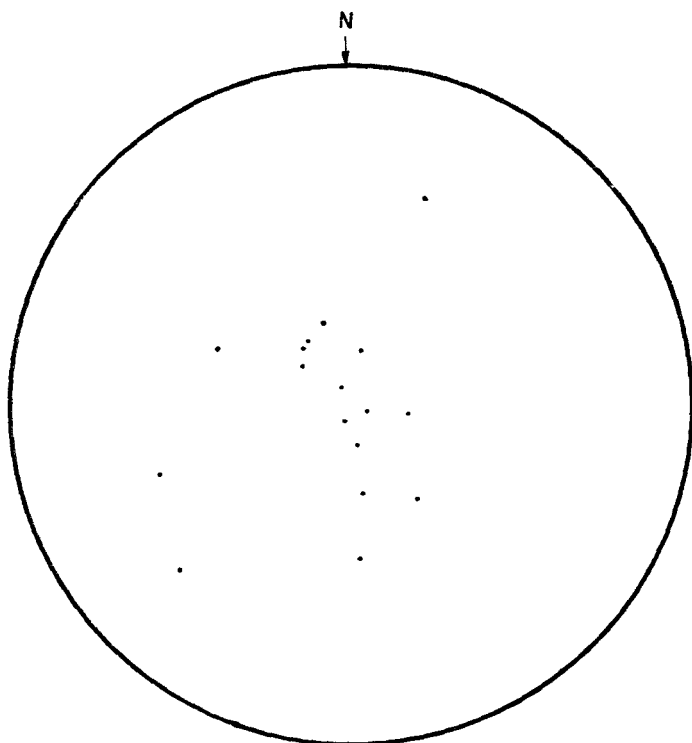


Diagrama 13.—17 polos de S_2 del Infradevónico.

el territorio estudiado estadísticamente se comporta como un cuerpo homogéneo con respecto a S_1 , S_2 y L_1 . Haciendo abstracción del segundo impulso, las estructuras de la primera generación son monoclinicas en la escala del área completa.

La geometría estructural del área completa es triclinica, debido a que coexisten más de un grupo de estructuras lineales.

El área ha sido afectada por dos episodios de pliegues. El primero fue un plegamiento cilíndrico plano de eje B_{S_1} de orientación inicial y de plano axial S_2 con dirección ONO.-ESE. y el segundo un plegamiento de eje $B_{S_1}^{S_2}$ con plano axial NNE.-SSO.

El conjunto, por tanto, debe ser considerado como un plegamiento no cilíndrico.

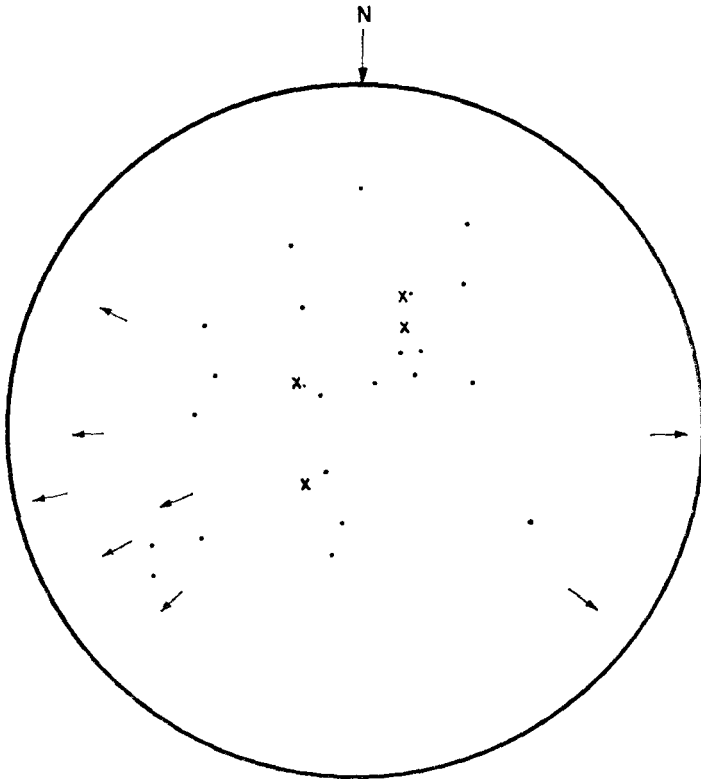


Diagrama 14.—13 polos de S_1 8 ejes de pliegue = \leftarrow y 4 S_2 = X del Devónico.

2.7 FALLAS

La fase Astúrica actuó con empujes de dirección N-S., dando lugar a una red de fallas longitudinales, transversales o normales y oblicuas o de cizallas, siendo estas últimas las más evidentes.

Las longitudinales (difíciles de observar en campo) y las transversales rumbo-deslizantes (más fáciles de observar) son debidas a fracturas de tensión relacionadas con esfuerzos tangenciales. Las oblicuas, en general de gravedad, son las más abundantes y constituyen dos grupos de fallas conjugadas (NNO.-SSO. y SSE.).

Los movimientos alpinos no afectaron a los materiales pospaleozoicos que aparecen horizontales, únicamente fracturación de dirección E.-O. y

componente vertical. Posiblemente esta dirección de fracturación esté relacionada con fallas hercínicas que fueron reactivadas posteriormente en el alpino.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos precarboníferos ocupan toda la parte N. de la Hoja, desde el centro hasta el E.

Los sedimentos más antiguos que se encuentran en la Hoja pertenecen al Ordovícico y están datados paleontológicamente. Vienen representados por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras.

Se aprecia estratificación entrecruzada y existen facies detríticas relativamente groseras que corresponden a antiguas playas arenosas. Las pizarras ricas en pirita apuntan hacia aguas poco oxigenadas. Aunque en conjunto corresponden a un mar poco profundo y de aguas someras.

Posteriormente se llevó a cabo la deposición de un pequeño paquete carbonatado que igualmente nos apoya la idea de un mar poco profundo.

Inmediatamente un tramo pizarroso de unos 120 m. que nos indica un mar más profundo y, por tanto, un hundimiento en la cuenca de sedimentación.

Al final del Ordovícico y principio del Silúrico la presencia de un paquete cuarcítico bastante potente nos indica un proceso de regresión con un mar poco profundo, litoral, e incluso por las características de sedimentos, de ambiente continental en algunos momentos.

Nuevamente un tramo pizarroso que corresponde al Llandovery (Silúrico) que indica un aumento de profundidad de la cuenca.

En conjunto vemos que en todo este tramo Ordovícico-Silúrico hay procesos de transgresiones y regresiones de poca magnitud; nunca llegamos a tener en la cuenca profundidades grandes y, por tanto, potencias acusadas. Indudablemente el fenómeno subsidencia tuvo que ser importante en esta cuenca prehercínica.

El Devónico constituye una faja estrecha que delimita el mar carbonífero. El contacto entre este Devónico Medio y el Silúrico es normal y no presenta discordancia angular, aunque hay un amplio tramo de la serie que falta y, por tanto, se interpreta como laguna sedimentaria. Solamente existe un punto en que es posible apreciar discordancia angular, y es en el río Campana, al NE. de la casa de D. Justo, donde se puede apreciar cómo el Devónico descansa en forma discordante sobre las Pizarras de Graptolites (Silúrico) infrayacentes.

Este mar devónico tampoco tuvo una profundidad acusada; se trata más

bien, por el tipo de sedimentos, de un mar litoral, poco profundo, de aguas someras (sedimentos neríticos).

Los contactos entre Carbonífero y Devónico son normales, estando ambas unidades en aparente concordancia. Sin embargo, no cabe duda de que existe una discordancia erosiva entre ellas, debida a un levantamiento de los estratos devónicos por fases orogénicas anteriores a la Astúrica, dentro de la orogenia Variscica. Esto es evidente, ya que se ponen en contacto el Viseiense con distintos tramos litológicos del Devónico infrayacente y por la falta de todo el Devónico Superior y parte del Carbonífero.

Estos movimientos han tenido un carácter local, pues a escala regional hay zonas donde es posible apreciar esta discordancia y otras en que no.

La zona basal del Carbonífero está caracterizada por la existencia de un conglomerado con pistas y huellas de reptación, moldes de braquiópodos y escasos restos de vegetales que nos hablan de un medio litoral costero con gran agitación y de nivel de costa inestable. Dado el carácter inmaduro de estos sedimentos, el área madre estaría muy próxima.

El resto del Carbonífero presenta una litología de areniscas alternando con pizarras en serie más o menos rítmica, con predominio de la fracción pizarra. Sedimentos típicamente de deposición nerítica. La cartografía de este Carbonífero nos marca la línea de costa de este mar pre-Astúrico. El proceso erosivo posterior fue muy intenso.

Todos los materiales hasta aquí descritos han sido plegados en la orogenia Hercínica; no es posible la observación de estructuras que correspondan a la orogenia Caledoniana. Si esta orogenia actuó, ha quedado borrada por el movimiento Hercínico, fase Astúrica, que ha imprimido el estilo tectónico dominante y su intensidad ha sido lo suficientemente grande como para eliminar discordancias anteriores.

La fase orogénica principal, igual que en las vecinas Hojas de Montoro y Córdoba, fue de edad posterior al Viseiense, probablemente la fase Astúrica que ha afectado a todas las formaciones cartografiadas, imprimiendo un estilo tectónico y originando pliegues de ejes B_{S1}^{S2} con dirección ONO.-ESE. o casi E.-O. Al mismo tiempo este plegamiento ha ocasionado la aparición de una pizarrosidad S_2 que es subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase actuó en forma diversa según la distinta competencia de los materiales, siendo el paquete devónico y carbonífero el más afectado.

En general son pliegues asimétricos con vergencia N., algunos, raros, concéntricos, aunque predominan los pliegues volcados.

Esta misma fase Astúrica provocó pliegues transversales de dirección NNE.-SSO. de formas algo más abiertas, aunque muy escasos. Se acusa esta segunda fase por el cabeceo de los ejes unas veces al E. y otras al O. y por la dispersión de los diagramas estructurales. Parece ser que esta fase

Astúrica ha actuado en dos impulsos muy próximos en el tiempo, aunque no del todo coetáneos.

Ya en las últimas fases Hercínicas se ha plegado la pizarrosidad S_2 dando pliegues en V o «Kink-folds» a lo largo de un plano S_4 («Strain-slip»-«Cleaveage»). S_4 es el plano axial de esos pliegues en V y su intersección con S_2 ocasiona una lineación $B_{S_2}^{S_4}$ coaxial con la primera o con la segunda deformación, ya que no ha tenido suficiente intensidad para marcar su propio estilo tectónico.

En las rocas intrusivas no se observa ninguna acción tectónica, salvo efectos tenues de milonitización causados por fracturación posterior, por lo que hace pensar que el emplazamiento de estas rocas que afloran en distintos puntos de la Hoja (granito de Santa Elena, granito al NO. de Guarromán, granito al O. de Baños de la Encina y zona SE. de la Hoja) corresponda a las últimas etapas de la orogenia Hercínica.

El aparejo de diques porfídicos, aplíticos y de diabasas, lógicamente fue posterior. Su emplazamiento fue aprovechando fracturas transversales de tensión, y en algún caso longitudinales. Normalmente tienen una dirección y buzamiento muy próximos a las capas, por lo que se les denomina como diques interestratificados.

A continuación del Carbonífero y dentro todavía del movimiento Hercínico se produjo la emersión de todos los materiales, con el consiguiente proceso erosivo.

Inmediatamente la transgresión del mar triásico (quizá permo-triásico) formó una cuenca de ambiente continental o litoral, depositándose los sedimentos en facies Bunt. Nueva emersión y consiguiente proceso erosivo durante todo el Mesozoico y parte del Terciario.

En el Tortoniense, nueva transgresión marina. Los sedimentos miocenos reflejan una fase transgresiva.

Nueva emersión y retirada, por tanto, de este mar mioceno que dejó al descubierto estos materiales, y comienza un nuevo proceso erosivo. Nos basamos al hacer esta afirmación en el hecho de no encontrar sedimentos marinos posteriores al Tortoniense Superior-Andaluciense.

La orogenia Alpina no ha afectado a los sedimentos de la zona estudiada, ya que los poscarboníferos aparecen horizontales. Solamente se ha notado su acción por una serie de fracturas de dirección E.-O. aproximadamente. El mecanismo de formación debe responder a tectónica de bloques. Lógicamente esta fracturación habrá actuado igualmente en los materiales paleozoicos ya rígidos. En la cartografía viene reflejada una serie de fallas de componente vertical y que afectan por igual a materiales miocénicos y al Paleozoico.

En el Cuaternario, los únicos sedimentos depositados son de tipo alu-

viones, como consecuencia de la erosión de los ríos, y finalmente unos aportes de ladera (coluviones) que adquieren cierta importancia localmente.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

Se supone que los primeros vestigios de labores mineras se remontan a tiempos de los cartagineses, y desde entonces sin interrupción, aunque con grandes altibajos, ha continuado hasta nuestros días.

En la actualidad, la actividad minera se reduce a menos de una veintena de explotaciones y varios lavaderos de escombreras, entre los distritos mineros de Linares, La Carolina y Santa Elena.

Como ya se ha venido describiendo, el subsuelo de la Hoja lo constituye un zócalo de rocas paleozoicas, recubierto en amplias zonas por sedimentos más jóvenes, plegadas durante la orogenia Herciniana, teniendo lugar a continuación las intrusiones graníticas, causantes de un metamorfismo de origen térmico, que aparecen como terminación oriental de la banda ígnea, que, comenzando en Castelo Branco y Porto Alegre (Portugal), continúa por Extremadura y Andalucía, siguiendo más o menos la directriz local de ejes de plegamiento hercínico. La orogenia Alpina no ha actuado en estos materiales más que originando una fracturación.

Los filones son de tipo hidrotermal, aunque se desconoce hasta el momento el proceso genético de las mineralizaciones.

Desde el punto de vista de la dirección de las fracturas más mineralizadas se puede hacer la siguiente división, según se observa en la figura 3.

Carbonífero al SE. de La Carolina:

Zona de relativa importancia minera, donde las pequeñas metalizaciones suelen tener una dirección NE. y N. 75° E., y están encajadas en pizarras arcillosas.

Carbonífero al oeste de La Carolina:

- Filones principales: N. 85° E.
- Filones cruceros: N. 30° E.

Infracarbonífero al N. de La Carolina (zona Guindos):

- Filones principales: N. 70° O.
- Filones cruceros: N. 30° E.

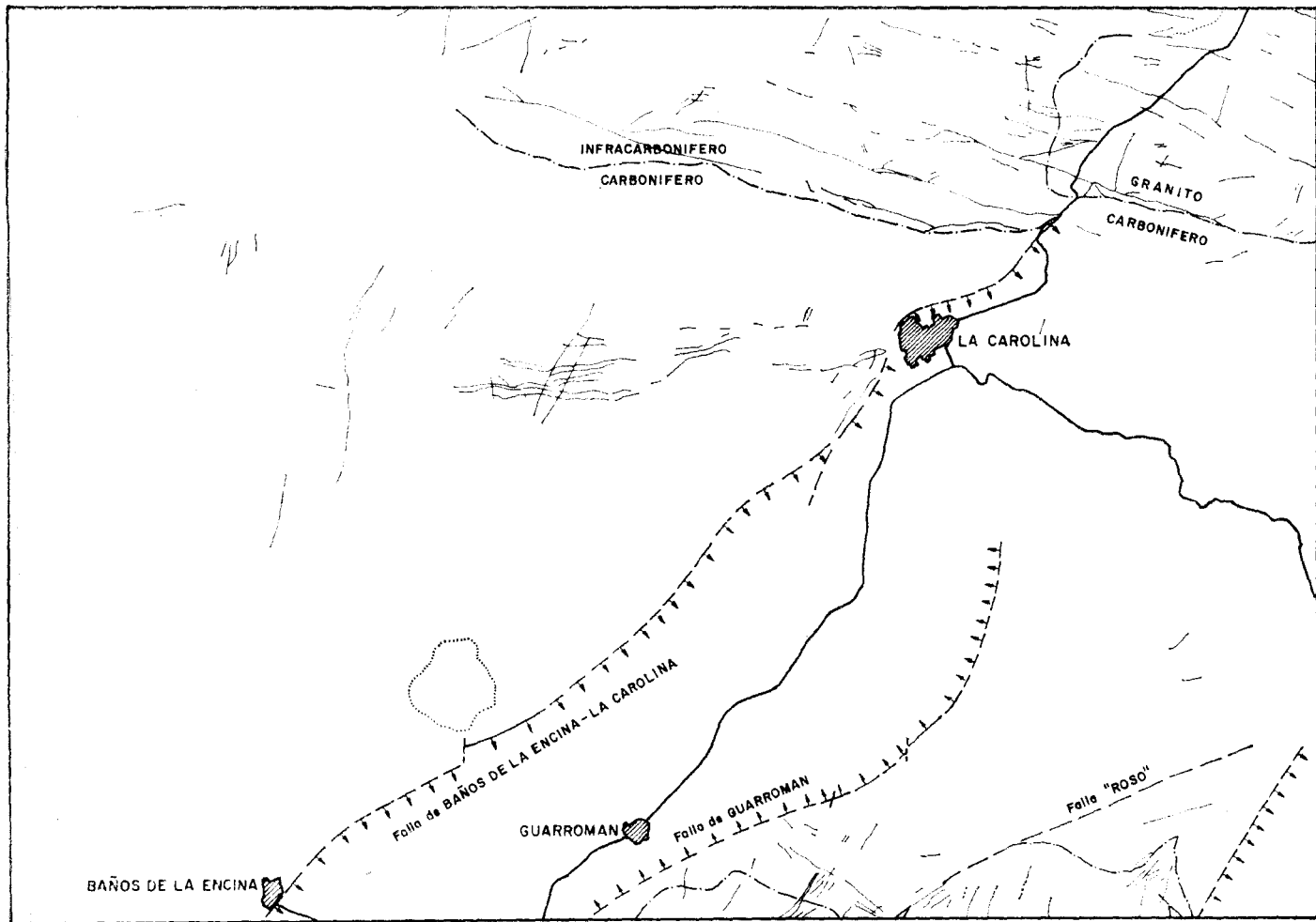


Figura 3.—La figura representa, en proyección vertical, la cabecera de los filones cartografiados, cuya mineralización generalmente no asoma por recubrimiento.

Infracarbonífero al NO. de La Carolina (zona de El Centenillo):

- Filones principales: N. 70° E.
- Filones cruceros: N. 20° E. y N. 70° O.

Infracarbonífero al E. de La Carolina:

- Filones principales: N. 25°, 45° E.

Granito de Santa Elena:

- Filones principales: N. 70° O.
- Filones cruceros: N. 20° E. y N. 70° E.

En la figura 4 se pueden observar los indicios mineros más importantes de la zona estudiada. Predomina fundamentalmente el Pb sobre el resto de los minerales explotados.

AZCARATE, J. E., en su trabajo «Estudio Metalogénico comparativo de las mineralizaciones plumbíferas de Linares-La Carolina-Santa Elena», distingue en una serie de muestras, estudiados los once elementos químicos siguientes: Pb, Ag, Cu, Co, Ni, Zn, Cd, Mn, Sn, Bi y Ba con leyes interesantes, y otros once elementos con leyes mucho más bajas, y que son:

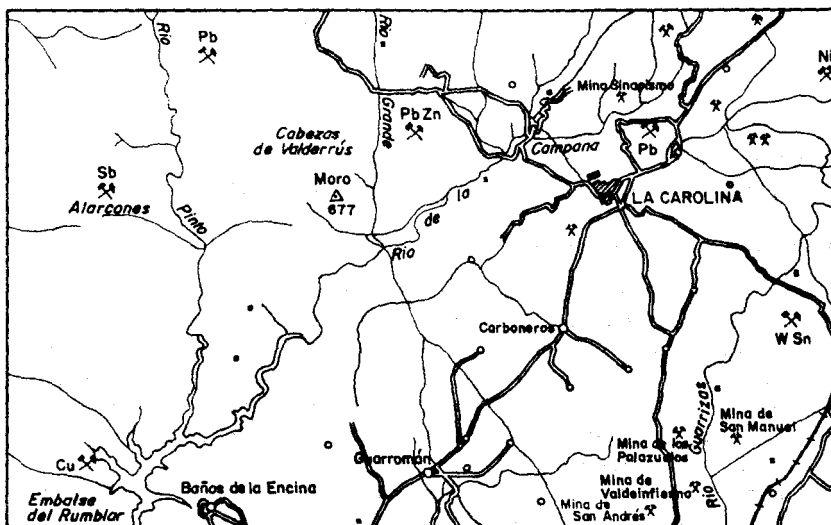


Figura 4

Be, B, Se, V, Cr, Ga, Ge, Sr, Y, Mo e Yb. De este estudio saca las siguientes conclusiones:

- Afinidad Pb-Ag, muy neta en galenas.
- Afinidad Co-Ni con el Cu, especialmente en las piritas y mispíquel.
- Afinidad preferente del Cu con el Fe-Cu, en las calcopiritas y piritas.
- Falta de relación regular del Ba con los restantes elementos.
- Parecida ausencia de correlaciones definidas para el Bi.

Resultado de trabajos químicos, mineralógicos, texturales e isotópicos, realizados por ENADIMSA, indican la coexistencia de tres etapas fundamentales de mineralización:

Mineralización de sulfoantimoniuros de Pb-Ag:

- Mena principal: galena (y algo de cerusita y anglesita).
- Menas acompañantes: sulfoantimonios de Ag.
- Ganga predominante: ankeritas.
- Edad: claramente anterior a los niveles del Permotriás (Estefaniense-Pérmico Medio, según las determinaciones isotópicas del Pb).

Mineralización de sulfuros de Cu y Fe (a mayores temperaturas):

- Menas principales: calcopirita, pirita y marcasita.
- Menas acompañantes: sulfuros de Fe, Ni, Co y Sn.
- Ganga predominante: cuarzo, calcita y clorita.
- Edad: afecta ocasionalmente a los niveles inferiores del Triás.

Mineralización no metalífera:

Puede ser de dos tipos. En unos casos consiste principalmente en bari-tina, y afecta claramente a los terrenos triásicos (Tectónica Alpina).

Mineralización independiente:

Sin vinculación espacial con las anteriores; existen, además, unas manifestaciones de mispíquel, con W-Sn y pequeños indicios de Bi.

Las explotaciones de canteras en esta Hoja no tienen ninguna importancia. En la zona NO. existe una pequeña cantera abierta en un dique porfídico utilizado como elemento de construcción. Los granitos, dado que tienen una disgregación mecánica muy acusada, no son un material muy resistente, por lo que no se explotan.

Lo único que tiene una relativa importancia en este capítulo es el aprovechamiento de las arcillas del Mioceno para cerámica. Aunque las explotaciones importantes se encuentran al sur de la zona estudiada.

4.2 HIDROGEOLOGIA

La hidrogeología de la zona viene condicionada por dos factores decisivos: la falta de pluviometría y la poca permeabilidad de los materiales.

En el Paleozoico, la alternancia, en bancos más o menos potentes, de arenisca y cuarcita con pizarras no permite pensar en un acuífero importante, pues aunque la arenisca sea permeable y la pizarra impermeable, no es posible la implantación de acuíferos debido a la poca potencia de los tramos detríticos.

Por tanto, en el Paleozoico, la posibilidad de captación de aguas queda reducida a la procedente de fracturas, contactos mecánicos, etc.

En el granito se presenta el mismo problema, dada la impermeabilidad del material. De todas formas, y debido a la erosión superficial que forma auténticos «arenazos», existen pequeñas captaciones de 3-4 m. de profundidad y de caudal intermitente y escaso.

Los materiales triásicos pueden ofrecer un relativo interés en el conglomerado basal. Indudablemente nunca será un acuífero importante debido a su poca potencia; los pozos enclavados en el Triás tendrán caudales muy bajos, con una época de estiaje muy grande.

El Mioceno presenta permeabilidad baja y no tiene potencia importante. Las explotaciones serán, pues, de tipo puntual.

En conjunto, la zona, hidrogeológicamente hablando, es muy pobre y está condicionada por los dos factores anteriormente mencionados.

5 PETROGRAFIA

5.1 ROCAS METAMORFICAS

Existen dos tipos de metamorfismo en las rocas de la Hoja. Un primer metamorfismo regional de muy bajo grado (facies de los esquistos verdes) que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una pizarrosidad, con la orientación planar de los componentes, pero sin neoformaciones minerales.

El metamorfismo termal producido por la intrusión de las rocas ígneas (masas graníticas irregulares y discordantes, pórfidos graníticos, aplitas y diques tipo diabasa) presenta una intensidad que está en relación directa con su volumen, y que en el contacto da lugar a esquistos y corneanas, las cuales sólo en raras ocasiones alcanzan la facies de las corneanas de piroxeno, y están comprendidas en su mayor parte dentro de las facies de las corneanas de hornblenda; al alejarnos del contacto, sólo se observa la aparición de biotita o mosqueo.

5.1.1 Metamorfismo regional

Las rocas afectadas por el metamorfismo regional se dividen en varios grupos, atendiendo a sus características mineralógicas y texturales.

Las metareniscas y metagrauwackas presentan textura blastosamítica débilmente esquistosa, y están formadas por fragmentos irregulares de cuarzo y albita, y en las metagrauwackas, además del cuarzo y albita, fragmentos de cuarcitas, chert y pizarras, todos ellos rodeados por laminillas orientadas de sericita, que corroen ligeramente al cuarzo y que proceden de la cristalización del material arcilloso; biotita y clorita no muy abundantes, formadas por el incremento de temperatura; como minerales accesorios (en proporción variable de unas rocas a otras) encontramos mineral metálico, grafito, esfena, turmalina, circón, apatito, rutilo, carbonato y feldespato potásico.

Las pizarras tienen textura lepidoblástica y están compuestas por laminillas de mica blanca (sericita, moscovita), biotita, pequeños cristales de cuarzo y grafito, y como accesorios: mineral de hierro, clorita, turmalina, circón, apatito y esfena. Presentan orientación planar perfecta, marcada por el alineamiento de las laminillas de mica, entre las que se sitúa en forma pulverulenta el grafito y el mineral de hierro. Es frecuente la existencia de un bandeado de lechos micáceos aternantes con otros que tienen abundante cuarzo, además de la mica.

El grupo de filitas es muy similar al de pizarras descrito anteriormente, con la diferencia de que el tamaño de las láminas de mica y de los granos de cuarzo es mayor.

Los semiesquistos son semejantes a las metareniscas, pero aquí el grado de metamorfismo es algo más elevado. Presentan textura lepidoblástica y consisten en un agregado esquistoso imperfecto de cristales de cuarzo, a veces con extinción ondulosa y/o granulado y recrystalizado, fragmentos de albita, y en menor proporción de chert y pizarras, rodeados de láminas de moscovita, a veces curvadas, clorita y biotita pardo-verdosa; como accesorios: carbonato, grafito, mineral de hierro, circón, turmalina, esfena, epidota y feldespato potásico.

Las cuarcitas presentan color amarillento o rojizo, según la proporción de óxidos de hierro que contienen, y están formadas por un mosaico granoblástico de pequeños cristales de cuarzo, entre los que se sitúan laminillas de mica blanca, moscovita, sericita, y en menor proporción, clorita, turmalina, biotita, rutilo, circón, esfena y leucoxeno.

5.1.2 Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto se ha estudiado siguiendo la clasificación establecida por WINKLER, H. G. F., en 1966.

Microscópicamente se distinguen: facies de las corneanas de albita-

epidota, facies de las corneanas de hornblenda y facies de las corneanas piroxénicas. La separación entre estas facies no ha sido trazada en el mapa, y sólo se señala el comienzo de la aureola metamórfica.

5.1.2.1 *Facies de las corneanas de albita-epidota.*

Pizarras y filitas son semejantes mineralógicamente, pero las filitas presentan mayor tamaño de grano; es frecuente la distribución de los componentes en bandas alternantes (micáceas y cuarzosas), formadas por abundante material micáceo (sericita-moscovita) en finas láminas paralelamente orientadas, con gran proporción de grafito pulverulento intersticial y cristales de cuarzo más escasos. Por el incremento de temperatura, debido al metamorfismo de contacto, se forman en algunas pizarras concentraciones de material micáceo criptolaminar que da lugar al mosqueo, así como láminas pequeñas e irregulares de biotita. Algunas de ellas suelen presentar una segunda esquistosidad oblicua a la primera que produce «strain-slip».

En las filitas es frecuente la formación de grandes y abundantes porfidoblastos de quistolita sustituidos por laminillas de mica blanca o caolín.

Según su distancia al plutón, varía la proporción de chiastolita, desapareciendo en los lugares más alejados y dando paso a las pizarras mosqueadas, existiendo términos intermedios consistentes en pizarras mosqueadas con chiastolita.

5.1.2.2 *Facies de las corneanas de hornblenda*

La separación entre esta facies y la anterior viene marcada por la aparición de la cordierita.

Esquistos y corneanas. Presentan un grado de metamorfismo semejante; dentro de la facies de las corneanas de hornblenda, la subfacies de biotita-moscovita-andalucita. Los esquistos proceden de rocas arcillosas y están formados por gran cantidad de mica y escaso cuarzo, dominando en ellos la textura lepidoblástica, mientras que las corneanas proceden de rocas con elevada proporción de cuarzo, y presentan textura granoblástica, aunque también en algunas existe abundante mica. Todas presentan abundantes porfidoblastos de quistolita con inclusiones de grafito situadas diagonalmente, y bordes alterados a mica blanca finolaminar y más raramente a caolín. También son frecuentes los agregados o cúmulos de láminas de biotita, y en algunas muestras encontramos agregados de finas láminas de mica que podrían corresponder a cordierita totalmente alterada. Rodeándoles se encuentra abundante cuarzo y albita finogranoblástica, láminas de moscovita y biotita intersticiales o formando bandas más o menos irregulares; como accesorios: grafito, mineral de hierro, turmalina, circón, esfena, leucóxeno y apatito.

5.1.2.3 *Facies de las corneanas piroxénicas*

En las zonas más próximas a la roca ígnea se produce un mayor grado de metamorfismo que alcanza la facies de las corneanas de piroxeno, con la formación de granate, de silimanita a partir de biotita y de ortosa por transformación de la mica blanca.

5.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas, como ya señalamos anteriormente, se presentan en diques concordantes con las rocas y caja, y en masas irregulares que cortan a la estratificación. Describimos seguidamente sus características:

5.2.1 **Diabasas** (Fe³)

Son de color oscuro y aspecto granudo. Presentan textura subofítica, o bien porfídica con matriz intersertal o subofítica. Están compuestas por grandes cristales de plagioclasa, a veces zonados y en general fuertemente sericitizados, entre los que se sitúa abundante clorita procedente de la transformación del mineral máfico (piroxeno, del que raras veces se conservan restos), desprendiendo en algunos casos epidota y esfena; mineral metálico (ilmenita o titanomagnetita), y en menor proporción, emplazados posteriormente, carbonato, cuarzo, feldespato potásico y albita.

5.2.2 **Aplitas** (FA³)

Tienen color claro, aspecto sacaroideo y textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa rodeados por matriz de pequeños cristales subidiomorfos de plagioclasa, cuarzo intersticial y abundantes láminas de moscovita. La fuerte neumatolisis produce la sericitización de la plagioclasa y la moscovitización del feldespato potásico y de la biotita, desprendiendo mineral metálico, esfena y rutilo.

5.2.3 **Pórfidos graníticos** (FO³)

Son muy frecuentes; presentan textura porfídica con matriz alotriomorfa finogranular y están compuestos por fenocristales idiomorfos, o con bordes corroídos y redondeados de cuarzo, idiomorfos de plagioclasa sericitizada, y menos frecuentemente, de feldespato potásico y láminas de biotita y moscovita, rodeados por matriz formada por cuarzo, albita, ortosa y laminitas de moscovita; como accesorios: escaso mineral metálico, esfena y apatito. Es común en todos ellos la fuerte neumatolisis que produce la mosco-

vitización parcial de los feldespatos y de la biotita, desprendiéndose óxidos de hierro y rutilo.

5.2.4 Granitos (γ^3)

Se presentan en masas irregulares de color rosáceo o gris cuando no están alterados, y aspecto granudo. Al microscopio tienen textura alotriomorfa de grano medio y están formados por cuarzo, feldespato potásico ligeramente caolinizado, a veces con macla de Carlsbad, plagioclasa en cristales subidiomorfos débilmente sericitizada; el mineral máfico (biotita) es sustituido por completo por moscovita de origen neumatolítico, desprendiéndose óxidos de hierro que se concentran entre las láminas de mica; como accesorios, en escasa proporción, tenemos circón y apatito.

En los pequeños afloramientos y en los bordes de las grandes masas, debido al enfriamiento más rápido, encontramos textura porfídica con matriz subidiomorfa o alotriomorfa, y la misma composición que el resto de la masa, son las rocas que clasificamos como granitos porfídicos.

También en los márgenes de la masa granítica, donde tiene lugar la cristalización rápida del magma, y antes de que se produzca la diferenciación hacia términos más ácidos, encontramos algunas granodioritas, con textura hipidiomorfa de grano medio, formada por cristales idiomorfos de plagioclasa zonada y muy débilmente sericitizada y sausriritizada, cuarzo alotriomorfo, láminas de biotita color café muy pleocroicas, con inclusiones de apatito y circón, ligeramente cloritizadas, desprendiendo epidota, y muy escaso feldespato potásico en forma intersticial.

6 BIBLIOGRAFIA

- AZCARATE, J. E.—«Estudio metalogenético comparativo de las mineralizaciones plumbíferas de Linares-La Carolina-Santa Elena». *E. N. ADARO*.
BARRADE, J. (1879).—«Systeme silurien du centre de la Boheme». 1^{er} partie. Recherches paléontologiques. Vol. V, Classe des mollusques. Ordre des Braquiopodes, 226 p., 153 pl.
BORN, A. (1926).—«Aportación a la geología de Sierra Morena». *Publicaciones extranjeras*, t. VII.
BUTENWEG PAUL (1968).—«Investigaciones geológicas en el sector oriental de Sierra Morena, al noreste de La Carolina (Jaén)». *Munsters Fourschuny z. Geol. U. Palaent.*
CASTELLO, R.; ARMENGOT, J.; RAMIREZ COPEIRO, J., y MORENO DE CASTRO, E. (1973).—«Hoja geológica (1:50.000) de Montoro». *IGME*.
CHAUVEL JEAN; DROT JEANNINE; PILLET TEAN, y TAMAIN GUY (1969).—

- «Precisions sur l'ordovicien moyen et superieur de la "Série-type" du Centenillo (Sierra Morena orientale)». *Bull. Soc. Géol. de France*, páginas 613-626.
- FUGANTI, A., y SERPAGLI, E. (1968).—«Geological remarks on Urbana limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)». *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 87, pp. 511-521.
- FUGANTI, A. (1967).—«Ricerca geologica e mineraria nella parte orientale della Sierra Morena». *Estratto da Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 86, pp. 703-713.
- HABERFELNER, E. (1952).—«Revisión de los graptolites de Sierra Morena». *Public. Extranj. S. Geol. España E.*, VI, pp. 41-105.
- HAVLICEK, V. (1950).—«Ramenonoyci ceskenu ordoviku». *Roypr. Intr. Ust. Geol.*, vol. III, 135 p., 17 figs., 13 pl. (rés anglais, pp. 75-131).
- HENKE, W., y HUNOT, R. (1952).—«Informe sobre algunos hallazgos de graptolites en Sierra Morena». *Public. Extranj. S. Geol. España*, t. VI, pp. 27-39.
- KETTEL DIRCK (1967).—«Sobre la geología de Sierra Morena Oriental en el límite de las provincias de Jaén, Ciudad Real y Albacete-Munster». *Forsch. Geol. Palaont.*
- MELLENDEZ, B. (1942-1944).—«Contribución al estudio del Paleozoico aragonés». *Trab. Inst. Cienc. Nat. José de Acosta*, Madrid.
- PERCONIG, E. (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geol. Económica*, Madrid.
- RAMIREZ COPEIRO, J.; CASTELLO, R., y ARMENGOT, J. (1973).—«Hoja geológica (1:50.000) de Córdoba». *IGME*.
- RENARD, H. (1968).—«Contribution à la révision des Cystoides de l'Ashgill de la Montagne Noire. Montpellier». *Inst. Géol.*
- RICHTER PETER (1965).—«Estratigrafía y tectónica en la Sierra de Andrés (sector oriental de Sierra Morena)». *Fac. Cien. Nat. Matem. Univ. Guill. Westfalia*.
- SANCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGÜE, A. (1969).—«Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)». *Bol. Géol. Min.*, t. LXXX-IV, pp. 344-351.
- TAMAIN GUY (1964).—«Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud-est de la Sierra Morena». *L'Academie des Sciences*.
- (1966).—«Les écaillés du Centenillo (Jaén). Contribution a l'étude structurale du rebord meridional de la Meseta Iberique». *L'Academies des Sciences*.
- (1967).—«El Centenillo, zone de reference pour l'étude de l'ordovicien de la Sierra Morena orientale». *L'Academie des Sciences*.
- TUERNER, F. J., y WEISS, L. E. (1963).—«Structural analysis of metamorphic tectonites». *Mc. Graw Hill-New York*, London, 545 págs.

- WEISS, L. E. (1959).—«Geometry of superposed folding». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WEISS, L. E., y Mc. INTYRE, D. B. (1957).—«Structural geometry of Dalradian rocks at Lock Leven, Scottish Highlands». *Jour. Geol.*, núm. 65, pp. 575-602.
- WHITTEN, E. H. (1966).—«Structural geology of folded rocks». *Rand Mc. Nally. Chicago*, p. 663.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». *Department of Mineralogy and Petrology University of Gottingen, Germany*.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA