



IGME

923

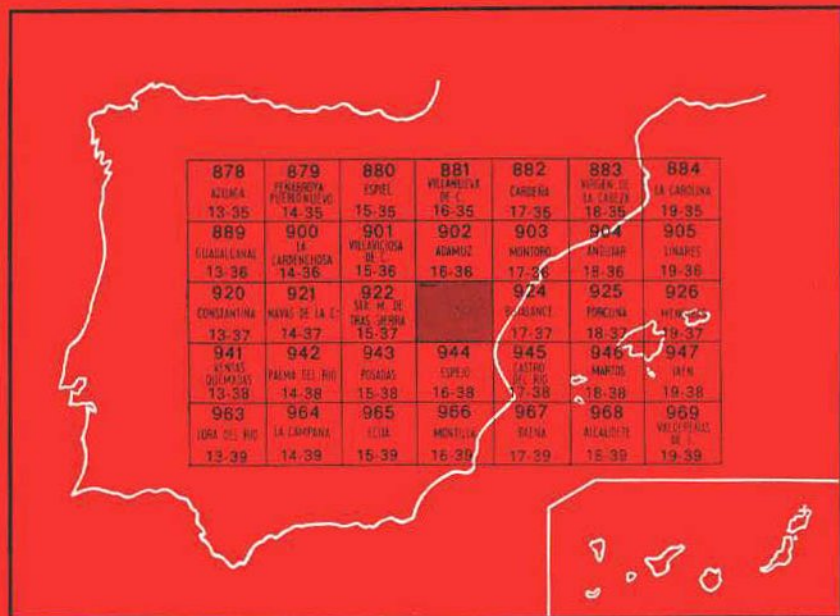
16-37

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CORDOBA

Primera edición - Segunda serie



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CORDOBA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Esta Memoria ha sido redactada por:

D. Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Ingeniero de Minas
D. Ricardo Castelló Montori, Geólogo.
D. Joaquín Armengot de Pedro, Dr. Ingeniero de Minas.
De ENADIMSA con Normas, Dirección y Supervisión del IGME.

Han colaborado:

Fotogeología: D. Emilio Moreno de Castro, Dr. Ingeniero de Minas.
Macropaleontología: D.ª Trinidad del Pan Arana, Dra. en Ciencias Geológicas.
Micropaleontología: D. Carlos Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas.
Petrología: D.ª Aurora Argüelles Alvarez, Geólogo. D.ª Amparo de las Heras, Geólogo.

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:

- muestra 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-5.289-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

El orden cronológico de las unidades cartografiadas es el siguiente:

- 1) Estrato cristalino.
- 2) Cámbrico Inferior.
- 3) Devónico Medio.
- 4) Carbonífero Inferior.
- 5) Trías.
- 6) Mioceno.
- 7) Cuaternario.

1.1 ESTRATO CRISTALINO

Aflora en la parte NO. de la Hoja, estando limitado por el Cámbrico al S. y por el Carbonífero al S. y E., e interrumpido por la mancha ígnea del NO. Esta franja es un complejo metamórfico constituido por micacitas de grado medio de metamorfismo, alternando con gneises microglandulares (< 1 cm.) y anfibolitas, que no se han diferenciado en la cartografía. Todo este conjunto está afectado por un metamorfismo cataclástico en diversos grados (zonas milonitizadas, blastomilonitizadas, protocataclásticas y cataclásticas). Para su descripción, ver capítulo de Petrología.

Las rocas más abundantes y extendidas de este complejo metamórfico son las micacitas, que son esquistosas, deleznales, ricas en moscovita y en biotita, aunque en menor proporción. La esquistosidad, definida por bandas alternantes de diferente composición mineralógica, viene marcada por la orientación de los minerales micáceos y suelen constituir superficies lustrosas.

La mayor parte de las rocas gneíscas aparecen en las proximidades del contacto con la unidad cámbrica. Dicho contacto es mecánico y ha originado los gneises cataclásticos y miloníticos que se describen más adelante. La estructura de estos gneises varía de más bien compactos en algunas zonas (generalmente con «ojos» de feldespatos, subredondeados, de hasta 8 mm.) a bandeados y esquistosos en otras. También se encuentran intercalados entre las micacitas.

Las anfibolitas aparecen entre las micacitas con esquistosidad paralela a la de ellas, a veces en bancos de 60 cm. a 1 m. y en general difícil de cartografiar por la carencia de afloramientos continuos.

La facies metamórfica a la que pertenecen las rocas de este complejo (facies de las anfibolitas), que corresponde a un metamorfismo mucho más intenso que el observado en la totalidad de las series que le rodean (facies de las pizarras verdes, en su estadio más bajo), tanto cámbrica como carbonífera, nos hace sospechar que su antigüedad sea mayor que la del Geórgense Inferior.

En el contacto de este complejo metamórfico con las unidades cámbrica y carbonífera no es posible apreciar discordancia angular alguna, ya que en las rocas metamórficas las superficies S que se observan son únicamente de esquistosidad, que por otra parte aparecen concordantes con las superficies S_1 de la unidad cámbrica en contacto con ellas. Todo ello hace suponer que el contacto de este complejo con el Cámbrico sea una fractura longitudinal.

1.2 CAMBRICO INFERIOR

Comprende una gran banda que desde Alcolea hacia el O. recorre la parte central de la Hoja. Al N. limitada con las rocas del complejo metamórfico, con el Carbonífero Inferior y con la mancha ígnea del NO., y al S. con los terrenos post-paleozoicos, bajo los que desaparece para aparecer en un pequeño isleto debajo de la escuela de la barriada de los Angeles, al S. de Alcolea.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar cuatro grandes unidades en los materiales cámbricos:

- a) Una unidad inferior azoica pizarroso-arenoso-volcánica, que comprende dos tramos diferentes separados en la cartografía, en función de la naturaleza de los materiales que los integran (CA_1^P : CA_1^V).

- b) Una unidad detrítico-conglomerática CA₁cg.
- c) Una unidad carbonatada fosilífera CA₁^c.
- d) Una unidad superior detrítica azoica CA₁.

a) La unidad inferior que aflora al N. del Castillo de la Albaida (O. de Córdoba) tiene en su base unas pizarras arcillosas hematíticas que en ocasiones presentan pequeñas fracturas rellenas de pirita, calcita, clorita y cuarzo, y limolitas con finas intercalaciones (5 cm.) de una arenisca, que petrográficamente es una arcosa albitica con matriz arcillosa recristalizada a sericita-clorita. Continúa con un paquete volcánico constituido por riolitas y queratófidos ferríferos de color morado, con niveles de pizarras intercaladas, en algunas de las cuales se observan estructuras de deposición (ripple-marks). Todo este nivel pizarroso-volcánico buza suave e invariablemente al N. (10-20°).

Se estima para esta unidad una potencia aproximada de 875 m.

b) Interponiéndose entre la formación volcánica inferior y la serie carbonatada, aparece al sur de las Trmitas y más hacia el O., donde el contacto está visible, una serie integrada por areniscas moradas de grano medio, conglomerados (cuya matriz es la misma arenisca) cuyos fragmentos son cantos rodados de cuarcita y angulosos de roca volcánica. Dentro de esta unidad existen toda clase de tránsitos laterales, en lo que a su granulometría se refiere, predominando indistintamente los conglomerados, microconglomerados o areniscas. A medida que nos acercamos al techo de esta serie aumenta gradualmente su contenido en carbonatos al desaparecer los componentes detríticos, dando paso al gran paquete carbonatado.

Petrográficamente, las areniscas moradas son arcosas, cuyo color morado se debe a la presencia de óxidos de Fe. Carecen totalmente de cemento, que ha recristalizado en continuidad cristalográfica con los núcleos detríticos de cuarzo y feldespato, relleno los espacios y proporcionando a la roca un aspecto compacto.

c) La unidad carbonatada está constituida por niveles de dolomías y calizas alternando con areniscas, margas y pizarras, y ocasionalmente niveles de volcánicas ácidas (riolitas), no cartografiadas todas ellas debido a las restricciones impuestas por la escala. Se estima para esta unidad una potencia máxima de 1.800 m.

Hacia la base, las calizas se hacen tableadas (5 cm.), conteniendo intercalaciones (2-5 cm.) arenosas con cemento margoso, alternando en serie pseudo-flysch. En general, los bancos calcáreos son azules o rosados, cristalinos, y hacia el O. pasan a mármoles, debido a la acción de contacto de un granito que aflora en la vecina Hoja de Santa María de Trassierra.

Petrográficamente podemos dividir la serie carbonatada en cuatro grupos diferentes de rocas:

- Dolomías cristalinas.
- Biomicritas.
- Arcosas carbonatadas y margas.
- Pizarras y arcosas arcillosas.

Las dolomías están formadas por dolomita romboedra de grano fino a medio, a veces con retazos o granos dispersos de material terrígeno. Debido a su total recristalización resulta muy difícil concretar si su actual estado se debe a procesos de dolomitización de calizas o a simple recristalización a partir de dolomicritas originales.

Las biomicritas están formadas por abundantes restos de fósiles micríticos en mal estado de conservación e inclasificables, y rodeadas de una matriz de grano fino recristalizada. Tanto los restos orgánicos como la matriz tienden a la orientación subparalela.

Las arcosas carbonatadas y margas poseen una unidad detrítica formada por granos angulosos y subangulosos de cuarzo, feldespatos (K-feldespato más frecuente que el sódico-cálcico), micas frecuentes (moscovita y biotita cloritizada), fracción pesada (turmalina, circón, apatito y mena de hierro) y escasos fragmentos líticos. Su tamaño varía desde fino hasta partículas limosas que a menudo se alternan dentro de una misma preparación. El cemento margoso es abundante y formado por material arcilloso y carbonatado en proceso de recristalización, con pizarrosidad marcada por la orientación subparalela del material micáceo.

Las pizarras y arcosas arcillosas son, en general, análogas a las anteriores, con abundancia de feldespatos, visible frecuencia del material micáceo y cemento arcilloso en ausencia del material carbonatado.

Las características generales del material detrítico de la serie carbonatada que le distingue del de la serie pizarroso-arenoso-volcánica son:

- Predominio de la fracción fina pelítica, llegando incluso a la limosa, a menudo alternando ambas a escala de preparación (~ 1 a 1/2 cm. de espesor), marcando la estratificación, a veces transversal a la pizarrosidad.
- Frecuencia del material micáceo entre la fracción detrítica. En la unidad pizarroso-arenoso-volcánica es muy escasa.
- Alternancia fina (~ 1 cm.) de dolomías calcáreas con material terrígeno subordinado y arcosas carbonatadas.
- El metamorfismo regional es el de más bajo grado, acompañado solamente de pizarrosidad de fractura.

Las capas carbonatadas contienen restos orgánicos, principalmente de Arqueociátidos, hallados en el cerro de las Ermitas y en una cantera junto

al cortijo de Pay Jiménez, en Alcolea, yacimientos descubiertos por HERNANDEZ PACHECO y R. CABANAS, respectivamente. Esta fauna permite datar estos terrenos como pertenecientes al Georgiense Inferior.

El Cámbrico de la provincia de Córdoba hace tiempo que se dató paleontológicamente. HERNANDEZ PACHECO, CARBONELL, RICHTER, SIMON, LOTZE, CABANAS y PEREJON, entre otros, han recogido material abundante, incluso de organismos no pertenecientes al grupo de los Arqueociátidos.

Perteneciendo la unidad carbonatada al Georgiense Inferior (parte alta), la serie pizarroso-arenoso-volcánica, que aparece concordante con ella, parece lógico incluirla en la parte baja del Georgiense Inferior.

d) La unidad detrítica superior tiene en los niveles inferiores areniscas feldespáticas y cuarcitas blanquecinas a las que siguen un conjunto de composición feldespática constituido por subarcosas blanquecinas, litarcosas y arcosas feldespato-potásicas de color gris oscuro, que alternan con niveles cuarcíticos y pizarroso-arenosos con algunos niveles de grauvacas. Ocasionalmente, niveles de riolitas y diques, formando todo ello parte de una estructura sinclinal de potencia aproximada 900 m.

Petrográficamente las características generales de esta unidad detrítica son:

- El carácter arcósico.
- El tamaño de grano es semejante al de la unidad inferior (b) y de la unidad carbonatada (c).
- Engrosamientos autigénicos de los granos de cuarzo y feldespato, que las hace semejantes a las areniscas de la unidad inferior (b).
- La fase autigénica va secundada por otra considerada ya metamórfica por el desarrollo de una pizarrosidad de fractura que produce granulaciones parciales (marginal y según fracturas). Estas muestras, tomadas en el enclave detrítico dentro del paquete carbonatado, en la parte O. de la Hoja, fueron clasificadas como semiesquistos arcósicos feldespato-potásicos o como cuarcitas arcósicas, ya que texturalmente acusan metamorfismo regional en su fase inicial.

La diferencia más acusada de esta unidad detrítica con la dolomítico-calcárea (c) es la ausencia de material carbonatado. Con la unidad pizarroso-arenoso-volcánica las diferencias mineralógico-texturales son menores, pues siendo ambas series arcósicas, la diferencia debe estar en el material de aporte. Las arcosas de la unidad inferior (a) son moradas y se debieron formar a partir de riolitas y queratófidos cargados de óxidos de hierro, mientras que las arcosas blanquecinas de la unidad detrítica superior (d) se debieron formar a partir de material riolítico sin tantas impurezas ferríferas.

Estableciendo una correlación estratigráfica regional, las unidades carto-

grafías parecen corresponderse con las denominadas Serie Tambor, Serie Campoallá y Serie Alanís (1), de la forma siguiente:

Serie pizarroso-arenoso-volcánica.	Tambor.
Serie detrítico conglomerática.	Campoallá.
Serie carbonatada.	
Serie detrítica superior.	Alanís.

Normalmente, en la base del Alanís se incluyen algunos tramos de la parte superior de la serie carbonatada.

En cuanto a la edad de las formaciones descritas, cabe hacer las siguientes consideraciones:

- 1.º Las capas más bajas de la serie carbonatada se atribuyen, sin duda alguna, al Georgiense Inferior (parte alta).
- 2.º Entre la serie carbonatada y la serie pizarroso-arenoso-volcánica existe la serie detrítico-conglomerática, que apunta la existencia de una discordancia.
- 3.º En cuanto a rumbo y buzamiento de las capas, estas dos series están perfectamente concordantes.

Todo ello parece que aconseja datar a la formación más antigua cartografiada (serie pizarroso-arenoso-volcánica) como perteneciente al Georgiense Inferior (o infra-Georgiense). Es de esperar que los estudios a escala regional permitan fijar el alcance de esta discordancia erosiva que aquí se menciona y precisar más sobre su edad.

Por otra parte, la unidad inmediatamente superior a la serie calcárea, que hemos denominado serie Detrítica Superior (CA₁), cabe encajarla, de acuerdo con P. HUPE (1960), en el Cámbrico Inferior terminal.

1.3 DEVONICO MEDIO

Aflora en la parte NE. de la Hoja, constituyendo una estructura anticlinal, cuyo flanco Sur se hunde bajo el Viseano, al norte de Villafranca de Córdoba, y el flanco Norte se hunde al sur de Adamuz, también bajo el Viseano.

De las dos grandes unidades litoestratigráficas diferenciadas en los materiales devónicos de la Hoja de Montoro (ver Hoja núm. 903), sólo la unidad superior es la que aflora en la Hoja de Córdoba.

Dicha unidad superior está formada por unos materiales arcillosos con cierta pizarrosidad, que alternan con pequeñas capas cuarcíticas o areniscas cuarcíticas con un cierto contenido en mica y de tonalidades rojizas. La al-

(1) W. SIMON, 1951.

ternancia de tramos de diferente competencia marca a veces de una forma clara la estratificación, pero otras veces dicha alternancia no existe y los materiales se presentan en forma de un monótono conjunto de areniscas arcillosas finas, en las que no es posible distinguir el primitivo plano de estratificación.

Aparecen también corridas de cuarcitas en ambos flancos de la estructura, brechoides en el flanco Sur y masivas en potente banda en el flanco Norte, formando un cierre que limita todo el Devónico y constituyendo el techo de la serie.

Dicha unidad ha sido datada como perteneciente al Devónico Medio (Eifelense), gracias a una fauna de Braquiópodos encontrados en cuarcitas, entre los Km. 6 y 7 de la carretera de Pedro Abad a Adamuz, junto a la presa sobre el Guadalquivir, habiéndose determinado las siguientes especies:

- Spirifer disjunctus. Phillips.
- Rhynchonella pleurodon. Phillips.
- Streptorhynchus cf. Umbraculum.
- Orthis striatula. Scholteim.
- Productus sp.
- Atrypa reticularis. Linné.

La erosión en el flanco Sur del anticlinal devónico pone al descubierto una pequeña mancha constituida por parte de los materiales inferiores de la serie, aquéllos constituidos por una unidad conglomerática compuesta por una matriz arcillosa y fragmentos de pizarras y areniscas en las cuales se observa perfectamente su primitiva estratificación. Hacia el O. dicha unidad se hace más pizarrosa y está bastante plegada. Se ha medido la potencia del Devónico a lo largo de la citada estructura anticlinal, obteniéndose un espesor aproximado de 1.475 m., como mínimo.

1.4 CARBONIFERO INFERIOR

Se extiende en una gran faja al N. de la Hoja desde su parte E. al centro. Al E. limita con el Devónico Medio y al S. con las rocas del complejo metamórfico regional, con el Cámbrico Inferior y con el Mioceno, apareciendo al S. del Guadalquivir, en las proximidades del Salto de Villafranca, un poco al SE., un pequeño isleto mediante un juego de fracturas y en contacto con una mancha ígnea.

En los niveles más bajos de esta unidad, situados inmediatamente encima del Devónico Medio, existe una serie de niveles calizos que se extienden a ambos lados del anticlinal devoniano. Las calizas, algunas cristalinas, son de color gris azulado, fétidas, con abundantes vetas de calcita y localmente alternan con un conglomerado de 1,5 m. potencia, constituido por cantos heterométricos de 1 a 15 cm. de estas calizas y cemento cal-

cáreo, pudiéndose observar entre los Km. 7 y 8 de la carretera de Villafranca a Adamuz y al E. de dicha carretera, en los caminos que transcurren al NE. de Villafranca. El estudio micropaleontológico efectuado en una serie de muestras a lo largo de dicha carretera, muestra una microfauna muy uniforme, constituida por Foraminíferos, Braquiópodos, Briozoos, Equinodermos y Moluscos, permitiendo datarlas como pertenecientes a un tramo que oscila entre el Viseano Medio (parte alta) y el Viseano Superior.

Al S. de la Casa de la Tierna (coordenadas $0^{\circ} 59' 40'' - 37^{\circ} 57' 30''$), al N. de Alcolea, la unidad cámbrica se pone en contacto con el conglomerado basal carbonífero, constituido por cantos angulosos, redondeados y subredondeados, de 3 a 20 cm., principalmente de areniscas moradas cámbricas y algún canto de volcánica porfídica. La matriz es areniscosa.

Un poco más al S., al N. del Hospital Psiquiátrico (NO. de Alcolea) el conglomerado está constituido por cantos de caliza azul cámbrica, y más a occidente, al N. de la Ermita de Linares (coordenadas $1^{\circ} 03' 35'' - 37^{\circ} 56' 30''$) el conglomerado se hace muy basto, con cantos de caliza azul cámbrica principalmente (hasta 30 cm.), alguna arenisca y alguna cuarcita. Matriz arcillosa. En algunos tramos se observa en la base de dicho conglomerado un nivel calizo de 35 ó 40 cm. de potencia. Este conglomerado constituye una estructura anticlinal cuyo eje tiene una dirección casi E-O.

Este conglomerado basal Carbonífero vuelve a aparecer más hacia poniente, alcanzando gran potencia al O. de la línea férrea Córdoba-Peñarroya y descansando sobre la unidad cámbrica infrayacente. Siguen predominando los cantos de calizas azules, aunque también aparecen cantos de cuarcitas blancas, de areniscas y de pizarras, y en el túnel de dicha línea férrea, entre los Km. 8 y 9, predominan los cantos cuarcíticos blancos. En este mismo cerro, que atraviesa el ferrocarril, se encontraron calizas negras fosilíferas en bancos de 25 cm. y areniscas con siderosa también fosilíferas, citadas por R. CABANAS, 1964, presentando las siguientes especies:

Gigantoproductus praemoderatus (Sarytchera), *Avonia* sp. y restos de *Corolarios*, que permiten datarlas como pertenecientes al Carbonífero Inferior (Viseano).

Los niveles superiores carboníferos están constituidos por una serie alternante de pizarras y gravacas, que son el resultado de la deposición en un medio sedimentario marino somero, aunque más profundo que el que presidió la deposición de las calizas recifales, con oscilación del fondo durante la sedimentación o con variaciones de energía en los aportes.

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 del medio durante la deposición.

Subiendo por la Loma de los Escalones (coordenadas 1° 04' 05" - 37° 57'), dejando atrás la zona de los Pradillos, aparece un conglomerado basto intraformacional entre las pizarras y grauvacas, constituido por cantos angulosos, poco rodados, de cuarcita principalmente y pizarra, unidos con cemento arcilloso y de una potencia aproximada de 10 m. Conglomerado intracarbonífero mucho más fino, con una potencia de 1 m. y 50 cm., se ha encontrado al NE. de la Ermita de Linares y al S. de la Casa de la Tierna (al N. de Alcolea), respectivamente.

Al O. del puente Mocho (coordenadas 0° 56' 55" - 37° 56' 55"), sobre el río Guadalmellato, aparecen unas arcillas de color verde oliva, que hacia poniente pierden potencia y que constituyen una estructura sinclinal cuyo eje tiene una dirección E.-O. Las arcillas están agrietadas y sus superficies presentan al meteorizarse aspecto diferente al de las pizarras, pues son abigarradas. Se observa, como en las pizarras, la estratificación por un fajeado. Los yacimientos fosilíferos hallados en los tramos pizarroso-arenosos, en el camino que va a la Casa de la Tierna (coordenadas 0° 59' 25" - 37° 57' 15"), al N. del Hospital Psiquiátrico (coordenadas 1° 00' 10" - 37° 56' 40"), en la Loma de los Escalones (coordenadas 1° 04' 05" - 37° 57'), entre los Km. 8 y 9 de la línea férrea Córdoba-Peñarroya, pasado el túnel (coordenadas 1° 04' 50" - 37° 56' 45"), entre los Km. 10 y 11 (coordenadas 1° 04' 40" - 37° 57' 50") y entre los Km. 13 y 14 de dicha línea férrea (coordenadas 1° 03' 50" - 37° 58' 25"), dieron una fauna constituida por Coralarios, Braquiópodos (Productidos y Rhynchonellidos) y Moluscos (Lamelibranchios y Gasterópodos), de los que se han determinado las siguientes especies:

- Productus semirreticularis. Martin.
- Productus redesdalensis. Huir-Wood.
- Camarotoechia cf. acutirugata. Koninck.
- Myalina flemingi. MacCoy.
- Favosites haimeana. Koninck.
- Cancrinella ovata. Hall.
- Posidoniella cf. pyriformis. Hind.
- Posidoniella elongata. Phillips.
- Edmondia sulcata. Phillips.
- Sanguinolites clavatus. R. Etheridge.
- Pustula pustulosa. Phillips.

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permite datar a estos terrenos como pertenecientes al Viseano Medio-Superior, en concordancia con el estudio micropaleontológico ya citado.

La gran extensión del Carbonífero pudiera hacer pensar que su potencia es importante, pero el estudio tectónico realizado pone de manifiesto una estructura que no es sino una sucesión ininterrumpida de pliegues de pe-

queña amplitud, por lo que esta unidad posee una potencia escasa (quizás 300-400 m.).

En la serie alternante de pizarras y tramos arenosos y en concordancia sin excepción con estos estratos existe una serie de rocas ácidas, intermedias y básicas intercaladas y plegadas con las formaciones de muro y techo y que por su dureza producen resaltes claramente visibles. Estas rocas son efusivas, como lo demuestran las estructuras y texturas observadas, la falta de acciones metamórficas de contacto en la roca de caja y las intercalaciones de sedimentos arcillosos entre ellas. Por tanto, son verdaderas rocas volcánicas. Las intercalaciones sedimentarias en la serie volcánica indican una emisión lávica submarina.

En el estudio de la formación volcánica carbonífera, empezaremos describiendo el potente paquete que se extiende desde el puente Mocho a la Loma del Cerrajero (coordenadas $1^{\circ} 02' 10'' - 37^{\circ} 57' 55''$), constituido por traquitas principalmente (intermedias), espilitas (básicas), tobas riolíticas y queratofídicas (piroclásticas). Para su descripción, ver capítulo de Petrología.

Las traquitas, que constituyen la fracción más importante del horizonte cartografiado, son rocas porfídicas con fenocristales de albita y presentan una típica disyunción en bolas. Tienen color gris cuando están inalteradas y marrón claro si están meteorizadas. En masas es difícil reconocer la estratificación por estar muy fracturadas.

Las espilitas también porfídicas, aunque de color verdoso, constituyen los resaltes topográficos al N. de la Casa de la Alcaldía (coordenadas $1^{\circ} 02' 10'' - 37^{\circ} 57' 45''$), pero fue imposible delimitar las superficies de contacto con las anteriores.

El material piroclástico observado entra en la categoría de tobas, que están intercaladas concordantemente con rocas lávicas o sedimentarias. En el trabajo de campo no hemos separado las lavas de sus tobas correspondientes porque, aunque éstas se diferencien de las lavas por tener una pizarrosidad mucho más neta, a veces es difícil hacerlo al ser tan masivas y compactas como las mismas lavas. Existe, pues, un tránsito gradual entre ellas. De todas formas, la serie volcánica comienza por el material piroclástico pizarreño, y a medida que se avanza en la serie, la disminución de la pizarrosidad marca el paso a la lava masiva.

Las tobas riolíticas son de color gris claro, y en general se presentan apizarradas; las tobas queratofídicas son de color gris azulado, más duras que las anteriores, y en general se presentan estratificadas, constituyendo el resalte que bordea el cierre sinclinal al O. del puente Mocho sobre el río Guadalmellato.

Existen otras intercalaciones lávicas de las que sólo las de mayor potencia han sido cartografiadas. En general se ensanchan y acuñan rápidamente.

La única intercalación lávica encontrada de carácter ácido (riolita) inter-

estratificada en las pizarras carbonosas se halla al NE. de la Ermita de Linares, constituyendo un gran resalte debido a su gran resistencia, siendo característico de la misma la disyunción en prismas.

Al SE. del Salto de Villafranca aparece una mancha volcánica mediante un juego de fracturas, constituida por traquitas y queratófidos.

1.5 TRIAS

Los afloramientos triásicos son escasos y de pequeña extensión. En el ángulo NE. de la Hoja, al SE. de las Ermitas, en la zona del Brillante, y en la carretera de Córdoba a Obejo, Km. 2, asoma el Trias en afloramientos de relativa importancia. En el resto del territorio estudiado solamente encontramos tres o cuatro pequeñas manchas, que nunca llegan a sobrepasar un cuarto de Km².

Aparece en posición subhorizontal, discordante sobre los materiales paleozoicos y en típica facies Bunt conglomerática.

El conglomerado está compuesto por cantos de cuarcita redondeados, de tamaño variable, que oscila de 1 a 20 cm., heterométricos en su disposición en la vertical y cementados por una matriz arenoso-arcillosa.

Debido a la intensa erosión que ha sufrido el Trias, su potencia es muy escasa, oscilando entre 5 y 8 m. en general, aunque al SE. de las Ermitas parece ser mayor.

En el ángulo NE. y a techo aparecen intercalados unos niveles de arenisca rojiza, petrográficamente determinada como una arcosa potásica con óxidos de Fe y una fracción arcilloso-limosa. Tal como avanzamos hacia el O., los afloramientos son menos potentes y, por tanto, no aparecen las areniscas rojas en ninguno de ellos.

Este proceso de denudación de los materiales triásicos provoca que, en la mayoría de los casos, el Mioceno esté en contacto directo con el Paleozoico. Es un hecho la disminución de potencia y extensión de los afloramientos, ya observado en la Hoja de Montoro, situada al NE. de esta zona y aquí totalmente confirmado.

La deposición del Trias se llevó a cabo en un ambiente sedimentario costero muy próximo al litoral.

Queremos hacer la observación de que estos materiales han sido dados como permo-triásicos por diversos geólogos anteriores. Nosotros, basándonos en criterios de similitud litológica, los consideramos como de la base del Trias, típica facies Bunt.

1.6 MIOCENO

Los materiales miocenos ocupan casi el 50 por 100 de la extensión de la Hoja, en parte recubiertos por el Cuaternario.

Existe una serie de manchas miocénicas que aparecen salpicando todo el Paleozoico y quedan como vestigio de hasta dónde llegó la transgresión marina. Aparte de estos afloramientos, geográficamente el Mioceno limita al N. directamente con los materiales paleozoicos, siendo el borde de la cuenca miocena del Guadalquivir. En algunos puntos de esta zona N. hay fracturas paralelas a la antigua línea de costa que provocaron desplomes en la vertical de 3-4 m. de salto.

Esta extensa franja miocena penetra por el E., y ocupando toda la superficie S. de la Hoja, sale por el SO., marcando el antiguo mar miocénico la cubeta actual del Guadalquivir.

Podemos distinguir tres tramos dentro de este Mioceno, de muro a techo:

Tramo calcáreo.

Tramo margoso arcilloso.

Tramo arenoso.

1.6.1 Tramo calcáreo.

Corresponde a la base de nuestra serie miocénica. Al NE. de Alcolea hemos encontrado la serie siguiente, de muro a techo:

- a) Conglomerado de cantos de caliza paleozoica, pizarra-grauvaca, arenisca cuarcítica, etc., con ostreidos de gran tamaño. Los cantos son muy heterométricos, desde 30 cm. a 1-2 cm. No es homogéneo en su potencia. Aproximadamente consideramos 2 m. de espesor.
- b) Arenas sueltas con niveles compactos de lumaquela (ostreidos fundamentalmente). Potencia, 3 m.
- c) Arenas compactas de grano grueso, bastante micáceas y algo calcáreas, fauna muy abundante, tanto macro como micro. Potencia, 2 m.
- d) Biomicritas y biosparitas, con fauna de difícil clasificación. Potencia, 6,2 m.

Inmediatamente debajo aparecen las calizas carboníferas con foraminíferos.

El conglomerado de base no es un nivel continuo, acuñando lateralmente para luego aparecer de nuevo. Los tramos *b* y *c* son el mismo material, estando el techo menos lavado y, por tanto, más compacto.

El estudio de las muestras tomadas en este corte fue realizado por el Servicio de Estratigrafía de ENADIMSA, datándose como perteneciente al Tortonense Superior.

La sedimentación de estos materiales se llevó a cabo en un ambiente litoral, y la microfaua encontrada corresponde fundamentalmente a foraminíferos planctónicos y bentónicos. Por todo lo anterior, confirmamos la

opinión de que la transgresión marina ocurrió en el Tortoniense Superior.

La serie estudiada en este punto concreto es perfectamente representativa del tramo calcáreo en todo el territorio de la Hoja, con pequeñas variantes muy localizadas. Por ejemplo, el conglomerado de base de la mancha miocénica del Km. 5 de la carretera Córdoba-Obejo aparece con cantos de hasta 40-50 cm.

También creemos necesario indicar que el paquete de biomicitas está erosionado en este punto y sólo presenta una potencia de 6,6 m., mientras que en otros lugares es mayor: en las proximidades del Castillo de la Albaida (al O. de la Hoja) aparece con un espesor máximo de 40-50 m.

El Mioceno calcáreo aflora exclusivamente al N. del Guadalquivir, excepto en aquellos lugares en que debido a un juego de fracturas asoman el Paleozoico y el mismo Mioceno calcáreo al S. del río. En la presa de Villafranca y en las proximidades de Alcolea aparece el tramo *d*.

1.6.2 Tramo margoso.

Encima de los materiales anteriormente descritos como Mioceno calcáreo aparece una serie bastante potente de margas azuladas, algo arenosas, que en algunos tramos parecen ser arcillas margosas. La potencia de este tramo podemos cifrarla en 100-110 m.

Se trata de una serie continua en la que no es posible distinguir estratificación, dada la homogeneidad del material. Por tanto, presenta un aspecto masivo, en el que colaboran su plasticidad y los recubrimientos tanto edafológicos como de ladera.

Paleogeográficamente, este tramo indica un período de cierta estabilidad en la cuenca, sin ningún movimiento eustático, y de aquí que los materiales depositados sean de grano fino y muy constantes en tamaño y composición.

El Mioceno margoso aparece al S. del Guadalquivir y solamente al N. en dos o tres afloramientos; en el paraje del Naranjo y en la cantera de cementos ASLAND, un par de kilómetros al N. de Córdoba, en la carretera Córdoba-Cerro Muriano.

Se realizó un desmuestre no exhaustivo, pero sí significativo, dándonos los siguientes resultados estratigráficos (laboratorio de Estratigrafía, ENA-DIMSA):

Una muestra en la base de este tramo; cota aproximada, 90-100 m., Tortoniense Superior-Andaluciense. Más posiblemente Tortoniense Superior.

Dos muestras a cota, 130 m. Andaluciense.

Una muestra a cota, 180 m. Andaluciense.

De lo anterior vemos que entre 90-100 y 130 m. se encuentra el tránsito del Tortoniense Superior al Andaluciense. Este paso cronológico no está

marcado por cambio litológico alguno, por lo que no ha sido posible reflejarlo en la cartografía.

Es indudable que mediante un desmuestre exhaustivo de cortes seriados y sus correlaciones bioestratigráficas de detalle, sería posible diferenciar y cartografiar este paso de Tortonense Superior a Andaluciense, pero, dado el carácter y escala de las Hojas 1:50.000, no es asequible tal minuciosidad.

1.6.3 Tramo arenoso.

A techo del tramo margoso y de una forma progresiva van apareciendo niveles arenosos, al principio de forma esporádica, que poco a poco pasan a una alternancia de margas y areniscas.

Las margas son prácticamente iguales litológicamente a las del tramo margoso; quizás encontremos en ellas un mayor porcentaje de arcilla y, por tanto, sería correcto denominarlas arcillas margosas algo arenosas. En cuanto a las areniscas, son de grano fino tipo arcósico, limonitizadas; de colores ocre y arcillosas. Los bancos de arenisca tienen una potencia de unos 0,40 m. como máximo.

Aparecen a partir de la cota 200 m. en el E., y en cambio en el O. a nivel inferior, pudiendo considerar la cota 190, aproximadamente, como contacto entre un tramo y otro. Hay que tener en cuenta que se trata de un contacto estadístico; es decir, dado el paso gradual de margas a margas-arcillas, no es posible determinar exactamente la aparición del primer banco arenoso. A todo esto hay que añadir que al ser un tramo superior estratigráfica y topográficamente, encontramos cantos no «in situ» de arenisca en las laderas a cotas muy inferiores a las que realmente corresponde su posición original.

Este Mioceno arenoso en el territorio de la Hoja tiene una máxima potencia de 124 m., en el cerro situado al SE. del Cortijo Cordobilla Alta. En los demás puntos su potencia depende del grado de erosión sufrido.

Se ha estudiado una serie de cinco muestras distribuidas en toda la extensión del Mioceno arenoso y a diversas cotas, y todas contienen una microfauna que caracteriza, sin lugar a dudas, el Andaluciense.

La microfauna y la alternancia ya descritas nos hablan de un ambiente de deposición nerítico-costero de características regresivas. Vemos, por tanto, que en el tránsito del tramo margoso a este arenoso hemos pasado de un medio tranquilo a un ambiente regresivo típico de retirada del mar, que había penetrado en el Tortonense Superior.

Como vemos, las características del Mioceno son muy distintas de muro a techo. Se trata en conjunto de unos sedimentos sensiblemente horizontales y con una potencia total máxima de 270-280 m. Tectónicamente está muy poco afectado, salvo unas fracturas ya mencionadas en su base. En los otros dos tramos se han observado exclusivamente dos pequeñas fallas en

la Loma del Monte de la Morena. Esto nos hace pensar que los sedimentos no han sido casi nada tectonizados, aunque el hecho de ser materiales margosos y, por tanto, muy plásticos puede enmascarar posibles fracturas.

1.7 CUATERNARIO

Dentro de la zona estudiada, el Cuaternario adquiere un gran desarrollo. Es una ancha franja que va del NE. al SO. siguiendo la dirección del curso actual del Guadalquivir.

Hemos distinguido en la cartografía los siguientes cuatro niveles de terraza:

- QAI 120-110 m.
- QT₃ 130-150 m.
- QT₂ 250-265 m.
- QT₁ 290-320 m.

Aunque en la orilla derecha, debido al mayor encajamiento del río por la presencia de los materiales paleozoicos y miocénicos más duros, encontramos:

- QAI 110 m.
- QT₃ < 110-130 m.
130-170 m.

Esta anomalía en las cotas de los niveles de terraza es debida a la proximidad de la sierra, que provoca unos aportes de ladera que enmascaran y engrosan de forma muy notable los aportes del río (QT₃-QC).

Hay que pensar que los desniveles son fuertes y no existe una gradación en la topografía tan clara como en la otra orilla. Otro factor que apoya este engrosamiento de los niveles de terraza en la margen derecha es la menor selección en la composición de los cantos. Son de cuarcita, areniscas e incluso pizarrosos.

En lo que llamamos QAI o curso actual se podrían distinguir dos y hasta tres peldaños, pero, dado que estamos cartografiando a escala 1:50.000, hemos preferido integrarlo todo en un mismo nivel.

Posiblemente entre QT₃ y QT₂ se encuentra otro nivel, pero no aparece más que en un par de puntos muy aislados y, por tanto, no representables.

Estas terrazas están compuestas por conglomerados o gravas, arenas y arcillas-limos. La variación de un nivel a otro es muy escasa. Aumenta el material limoso-arcilloso en las más antiguas con procesos de rubefacción, dando suelos rojizos. Aunque sea repetir conceptos, podemos esquematizar la composición de estos niveles de la forma siguiente:

- QAI Gravas de cantos medios a gruesos, bastante redondeados, totalmente sueltos y composición variada, arenas sueltas y limos.

- QT₃ Gravas poco cementadas de cantos de tamaño medio, con areniscas y lodos que hacen de almacén, suele tener de 3-4 m. de potencia.
- QT₂ Conglomerado y gravas sueltas de tamaño medio y pequeño (20-25 y 6-8 cm.), con arenas y algo de arcilla arenosa o limosa, aunque poco. Por alteración nos da unas costras rojizas que sustentan un suelo rojo-oscuro poco fértil.
- QT₁ De este nivel de terraza, lo único que queda son unos conglomerados de matriz samítica de muy poca potencia y grandes costras rojo-oscuro. La erosión ha desmantelado este nivel casi por completo.

Como resumen general indicaremos que no hemos visto en este Cuaternario ningún dato de hundimiento o fenómeno que pudiese hacernos pensar en una neotectónica.

Los niveles de terraza marcan de una forma clara el antiguo discurrir del río, no difiriendo mucho del actual curso de agua.

Cronológicamente pensamos que estos cuatro niveles de terraza se correspondan con las glaciaciones de Würm, Riss y Mindel, siendo la QAI, como ya indicábamos, el curso actual.

2 TECTONICA

La región objeto de estudio está ocupada por tres grandes estructuras: un anticlinal devónico en el extremo NE., un sinclinatorio carbonífero, que en su flanco N. descansa sobre la estructura anterior, y un extenso monoclinal cámbrico, posible rama Norte de una amplia estructura, cuya rama Sur se halla recubierta por terrenos terciarios.

El complejo metamórfico que constituye la formación más antigua desaparece bajo estratos del Cámbrico en su parte Sur y del Carbonífero en su parte Sur y Este. Aunque el contacto con el Cámbrico está en aparente concordancia, como puede verse a lo largo de toda la línea de separación entre ambas unidades, no cabe duda de que este contacto es tectónico, al poner en contacto el estrato cristalino con las unidades superiores del Cámbrico Inferior.

Entre el Cámbrico y el Carbonífero, el contacto es discordante, como puede verse a lo largo de su línea de separación, al O. del ferrocarril Córdoba-Peñarroya, donde aparece intercalado entre ambos el potente conglomerado de la base del Carbonífero.

Los contactos entre Devónico (que forma un anticlinal simétrico) y Carbonífero no son normales, y aunque ambas unidades están en aparente concordancia, existe una discordancia erosiva al ponerse en contacto los materiales superiores del Devónico Medio con el Viseano.

El plegamiento principal corresponde a la fase Astúrica, y por ello ha afectado a todas las formaciones del territorio, imprimiendo el estilo tectónico dominante y actuando en dos impulsos superpuestos, posiblemente coetáneos, siendo el principal el que define la dirección ONO.-ESE.

En los recorridos de campo efectuados, se observa la existencia de pliegues de dos distintas generaciones. Los de la primera, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial, son pliegues abiertos, asimétricos, con neto predominio de la rama que buza al N., que es la menos empinada, y algún pliegue volcado con vergencia hacia el S. Todo ello manifestado en la formación carbonífera. En el complejo metamórfico, los pliegues en V en la esquistosidad son los únicos reconocidos; en la unidad cámbrica, tan sólo un par de mesopliques fueron vistos antes de llegar al km. 3 de la carretera Córdoba-Obejo y fueron hallados algunos asimétricos en el Devónico.

Los pliegues de la segunda generación, menos frecuentes que los de la primera, se han encontrado en recorridos o cortes paralelos a la dirección axial, y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección NE.-SO.

Los datos mesoscópicos estructurales han sido examinados en detalle. Este análisis condujo al reconocimiento de varias estructuras penetrativas planas, lineales y ejes de pequeños pliegues. El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos fases de deformación, posiblemente simultáneas que corresponden a la orogenia Hercínica en su fase Astúrica.

Los elementos estructurales mesoscópicos son designados de acuerdo con la nomenclatura adoptada por TURNES and WEISS, 1963, y se han denominado como sigue:

S_1 = Estratificación. Se aprecia en las pizarras y arcillas por la alternancia de franjas de distinta composición y color. En las cuarticas masivas, los planos S_1 están definidos por una típica disyunción que puede coincidir con alguna alternancia de color, debida a variaciones en la composición. En el Carbonífero, alternancia de grauvacas y pizarras sirve para determinar a S_1 . En el Cámbrico, la alternancia de calizas o cuarcitas con pizarras o arcosas sirve para determinar también a S_1 .

S_2 = Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, marcada por una orientación preferente de los minerales micáceos. En general es subparalela a S_1 .

Una acusada esquistosidad S_2 , definida por bandas alternantes de diferente composición mineralógica, está muy desarrollada en las micacitas de los terrenos metamórficos del estrato cristalino. La esquistosidad viene también marcada por

la orientación de los minerales micáceos, y creemos que es paralela a la estratificación S_1 (no hemos podido comprobarlo). El origen de dicha esquistosidad, que se mantiene paralela al contacto con la unidad cámbrica, es incierto, pero es probable que tenga un origen primario.

S_3 = Pizarrosidad transversa o superficie axial de los pliegues de la segunda generación, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo.

S_4 = Crucero de clivo deslizamiento (strain slip cleavage) o plano axial de los pliegues en V (Kink folds) de S_2 .

$B_2 = L_1 = S_1$ = Ejes de pliegues de la primera generación en S_1 , que tienen por plano axial a S_2 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_2 .

$B_3 = L_2 = S_1$ = Ejes de pliegues de la segunda generación en S_1 , que tienen por plano axial a S_3 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_3 . Prácticamente, S_2 no ha sido afectada por este plegamiento.

$B_4 = L_3 = S_2$ = Ejes de pliegues en V en S_2 , que tienen por plano axial a S_4 y son paralelos a la intersección de S_2 y S_4 .

El primer movimiento tectónico ha originado pliegues de eje B_2 subhorizontales, de dirección ONO.-ESE., y una pizarrosidad longitudinal S_2 , que generalmente buza al N. y es subparalela a la superficie axial de esos pliegues. La S_2 está más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (cuarcitas, calizas, grauwacas), y se ha originado por la orientación de los minerales laminares contemporáneamente con los pliegues de ejes B_1 .

Un segundo movimiento tectónico, originado por la misma fase orogénica, produjo pliegues transversos de eje B_3 , de dirección NE.-SO. La superficie axial de estos pliegues S_3 es menos penetrativa que la S_2 y no ha podido ser determinada, pero su existencia está confirmada por la aparición de una disyunción acicular en las pizarras, motivada por la intersección de S_2 y S_3 . Ambos movimientos tectónicos parecen ser simultáneos por el hecho de que B_2 y B_3 son perpendiculares entre sí.

S_1 S_1 Movimientos tardíos originaron pliegues en V (Kink folds) de S_2 , de eje

B^S_4 , de dirección NE.-SO., y una pizarrosidad S_4 (strain slip cleavage) subparalela a la superficie axial de esas arrugas. Este movimiento posterior ha podido pasar fácilmente inadvertido por ser prácticamente coaxial con la segunda deformación y solamente verse su acción en la pizarrosidad S_2 , como puede observarse en el diagrama 8, en el que se han proyectado la dirección de B^S_3 en forma de puntos y la de B^S_4 en forma de cruces.

S_1
 S_2

2.1 β -ANALISIS

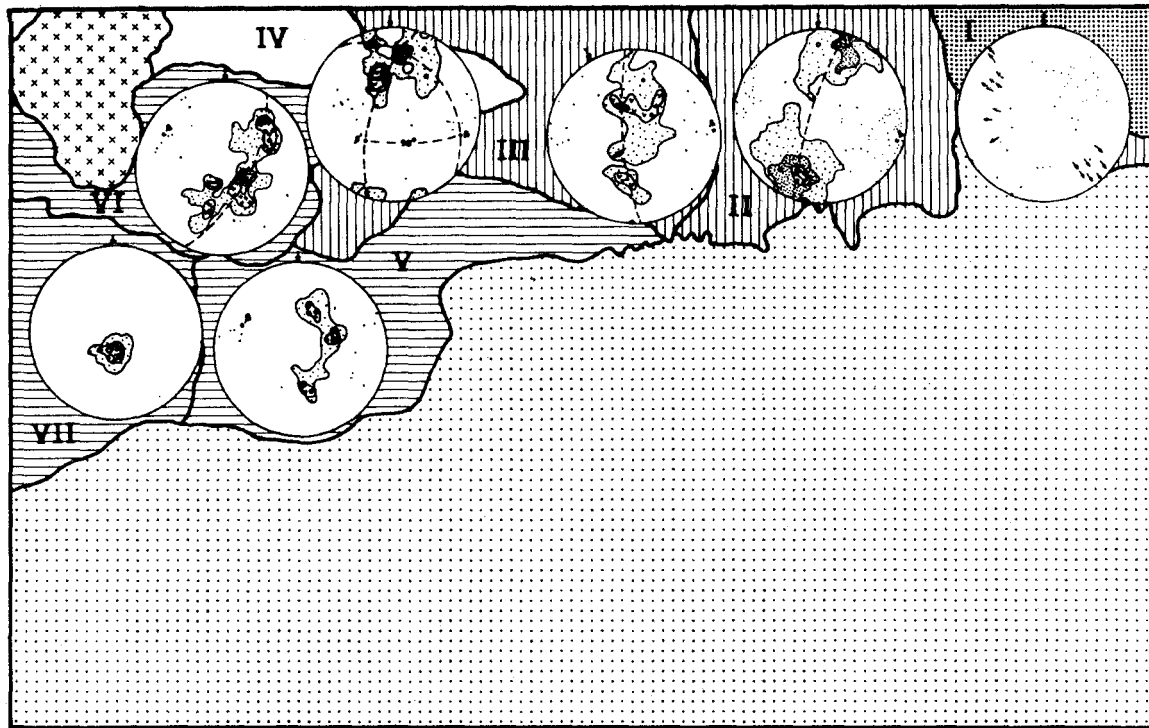
En escala mesoscópica, las superficies S_1 son las estructuras planas más prominentes en las rocas; sus posiciones definen el estilo de deformación. El estudio estadístico de la geometría mesoscópica de S_1 revela la geometría y orientación de las estructuras megascópicas en el área. El área megascópica debe ser homogénea con respecto a una o más estructuras penetrativas. Esto puede ser establecido dividiendo el área en pequeños dominios homogéneos que posteriormente son agrupados en otros mayores. El área ha sido dividida en siete dominios correspondientes a regiones axiales sensiblemente paralelas, y efectuando el análisis de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales en cada uno de ellos. Los resultados son combinados para dar la geometría megascópica del área completa. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales (fig. 1).

2.1.1 Geometría del dominio I (Devónico NE.).

En el diagrama 1 se han proyectado 38 polos de S_1 y 16 ejes de pliegues L_1 . La escasez de medidas en el flanco N. del anticlinal impide la construcción geométrica del círculo máximo y de su eje β , correspondiente al primer plegamiento (F_1), pero no hay duda de que éste viene a coincidir con las lineaciones marcadas en dirección NO.-SE. El cabeceo de las L_1 al E. y O. indica la existencia de un segundo movimiento tectónico (F_2), que originó el replegamiento de las primitivas L_1 por una deformación posterior de tendencia NE.-SO.

2.1.2 Geometría del dominio II (Carbonífero NE.).

En el diagrama 2 se han proyectado 147 polos de S_1 , que definen un eje β hundiéndose 10° en dirección N., 110° E., representando el eje estadístico del primer plegamiento (F_1). La mayor parte de los S_1 definen un máximo (8,8 por 100) con una posición N. 116° E. y buzamiento de 56° al NE. El diagrama re-



EXPLICACION

	METAMORFICO		DEVONICO		MIOCENO + CUATERNARIO
	CAMBRICO		CARBONIFERO		GRANITO

Figura 1.—Diagramas estructurales de las estratificaciones, esquistosidades y lineaciones de la Hoja de Córdoba.

fleja el tipo de pliegues que generalmente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues asimétricos con neto predominio de la rama que buza al N., que es la menos empinada, siendo la rama que buza al S. la que presenta buzamientos fuertes.

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 (F_2). También se observa este fenómeno en el sentido del «plunge» de los 78 ejes medidos que deberían hundirse invariablemente hacia el E. si el plegamiento hubiera sido cilíndrico y lo hace unas veces al E. y otras hacia el O.

Las pizarrosidades S_2 en este dominio son generalmente subparalelas a las S_1 , y cuando son oblicuas tienen buzamiento al N.

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio muestra evidencia de dos deformaciones superpuestas. Estadísticamente F_2 produjo replegamiento de las primitivas L_1 , causando la actual tendencia en el área. El hecho de que las L_1 estén distribuidas aproximadamente a lo largo de un círculo máximo, sugiere que el polo de dicho círculo máximo coincide con el eje de la segunda deformación (WEISS, 1959; RAMSAY, 1960). Ambos autores apuntan para este segundo plegamiento un estilo de tipo similar o «shear folding». Debido a esta superposición de estructuras, la fábrica megascópica de este dominio parece tener simetría monoclinica o casi monoclinica.

2.1.3 Geometría del dominio III (Carbonífero NO.).

En el diagrama 3 se han proyectado 85 polos de S_1 y 25 lineaciones L_1 . El eje β obtenido se hunde 10° en dirección N., 114° E., no difiriendo prácticamente de su análogo en el dominio II. Los dos máximos (5,9 por 100) sobre el círculo máximo representan la geometría y orientación de las dos series de limbos de un gran sinclinorio constituido por una serie de anticlinales y sinclinales planos y no cilíndricos.

2.1.4 Geometría del dominio IV (Metamórfico NO.).

En el diagrama 4 se han proyectado 38 polos de $S_2 = S_1$, definiendo dos prominentes máximos (12 por 100). Los polos no están distribuidos a lo largo de un círculo máximo, por lo que, debido a su dispersión, pueden ser construidos dos círculos. Uno de ellos, que pasa por los dos máximos, define un eje β , que viene a coincidir con las lineaciones marcadas, representando el eje estadístico del primer plegamiento (F_1), y hundiéndose 20° en dirección N. 110° E. (como en sus análogos dominios carboníferos); y el otro, debido a la dispersión lateral, define un eje β' , que se hunde 55° en dirección N. 130° O., representando el eje estadístico del segundo plegamiento (F_2). Este dominio muestra claramente la evidencia de las dos deformaciones su-

perpuestas. Estadísticamente hablando, la primera deformación produjo pliegues a lo largo de un eje β , y la segunda, a lo largo de un eje β' . El hecho de que ambos ejes sean perpendiculares es una prueba de que ambas deformaciones se produjeron simultáneamente.

Los L_1 medidos en el campo muestran también los efectos de esta segunda fase de deformación al hundirse unas veces el E. y otras al O. La interpretación de los dos máximos como existencia de estructuras volcadas es difícil de asegurar por la carencia de pruebas de campo. Debido a esta superposición de estructuras, la fábrica megascópica en este dominio parece tener simetría triclinica.

2.1.5 Geometría del dominio V (Cámbrico carbonatado E.).

Los 115 polos de S_1 están distribuidos en un círculo máximo bien definido, mostrando un máximo (9,5 por 100) y dos submáximos (7 por 100). La disposición de este círculo máximo representa la geometría de las dos series de limbos de un gran pliegue asimétrico, abierto, con su eje hundiéndose 28° en dirección N., 68° O. La mayoría de los S_1 corresponden a un rumbo N. 15° O. y 34° de buzamiento al SO. El hecho de que el eje β se hunda hacia el O. en vez de hacerlo al E., como en el Carbonífero, prueba la discordancia existente entre ambas unidades estratigráficas.

La disposición de los 14 L_1 medidos muestra la existencia de un segundo movimiento tectónico.

2.1.6 Geometría del dominio VI (Serie detrítica Cámbrica O.).

En el diagrama 6, los 81 polos de S_1 indican la existencia de un pliegue cuyo eje tiene un «plunge» de 20° en dirección N., 62° O., no difiriendo apenas de su análogo en el dominio V. La mayoría de los S_1 corresponden a un rumbo N. 35° E. y 22° de buzamiento al NO.

La casi geométrica coincidencia entre el eje β y la mayoría de las 14 L_1 sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la fase F_1 . Las lineaciones L_1 han sido plegadas por una deformación posterior de tendencia NE-SO (F_2). Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, pero si los efectos de la segunda deformación son tomados en cuenta, la simetría es triclinica.

2.1.7 Geometría del dominio VII (Series carbonatada y pizarrosa-volcánica cámbrica O.).

Los 22 polos de S_1 se han proyectado en el diagrama 7, constituyendo un dominio homogéneo respecto a las estructuras planas S_1 . El diagrama mues-

tra un bien definido centro de gravedad (40 por 100) correspondiente a una posición N. 90° E. y buzamiento 16° al N. En este caso, no es posible la construcción del eje β , debido a que las medidas han sido tomadas en el limbo de un pliegue. El diagrama muestra una orientación preferente de las estructuras planas que poseen un suave buzamiento al N. La creación de dicho dominio ha sido motivada por la existencia de las dos fallas N.-S. que cortan transversalmente a las S_1 cámbricas de la serie carbonatada, no siendo posible la proyección de las medidas a un lado y otro de la falla en un mismo diagrama al no poder ser relacionado con ningún tipo de plegamiento (TURNER and WEISS, pág. 185). Estructuralmente no hay cambio alguno entre la serie carbonatada en esta zona y la serie infracámbrica, por ello se ha construido un diagrama que engloba a ambas.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos datados paleontológicamente pertenecen al Cámbrico Inferior (Georgiense). Los materiales anteriores, representados por las series detrítica-conglomerática y la pizarroso-arenoso-volcánica, carecen de fauna y no podemos precisar su edad absoluta. Estos tramos inmediatamente inferiores al Georgiense están concordantes con él, al menos estructuralmente aunque la presencia del conglomerado señale la existencia de una discordancia erosiva.

Existió un geosinclinal precaledoniano cuya línea de costa pudo llegar al Norte hasta el material metamórfico. En esta cuenca hubo una deposición no muy potente de pizarras-areniscas en un fondo poco profundo. A continuación un vulcanismo de rocas ácidas, riolitas fundamentalmente. Cabe la posibilidad de que esta emisión esté favorecida por debilidades corticales o fracturas, motivadas por movimientos de componente vertical.

De acuerdo con estos movimientos, está la presencia de la unidad conglomerática que aparece a techo de las rocas volcánicas.

Posteriormente se llevó a cabo la deposición del paquete carbonatado en un medio de aguas someras. Se han encontrado Archeocliátidos, dato que apoya la idea de un mar poco profundo.

Inmediatamente a techo, una serie alternante de pizarras-areniscas con algunos bancos potentes de cuarcitas (60-80 m.), que indica un mar con procesos de transgresiones y regresiones poco profundo, litoral, e incluso por el tipo de sedimentos, de ambiente continental en algunos momentos.

No es posible la observación de estructuras que correspondan a la orogenia Caledoniana. Si esta orogenia actuó, ha quedado borrada por el movimiento Hercínico muy posterior, que plegó suavemente estos materiales.

La ausencia de estratos ordovícico-silúricos indica un levantamiento de

todos los materiales anteriores que permanecieron emergidos con su inmediato proceso de erosión.

Al seguir describiendo la historia geológica de la zona, es necesario resaltar lo siguiente: los materiales devónicos sólo aparecen en el ángulo E. de la Hoja, mientras que en el O. el Carbonífero está en contacto directo con el Cámbrico.

Durante el final de la fase Erica o principio de la fase Cherusko (Caledonianas) se produjo un hundimiento de los materiales cámbricos, pero solamente en la parte E., depositándose el Devónico. Los materiales devónicos más antiguos que hemos datado corresponden al Eifeliense. A muro existe una unidad conglomerática arcillo-arenosa con bancos de cuarcita, pero al carecer de fauna, no podemos precisar su edad absoluta. Cabe la posibilidad de que este tramo conglomerático, inmediatamente inferior al Eifeliense, esté relacionado con elevaciones producidas por las últimas fases ya mencionadas de la orogenia Caledoniana.

Inmediatamente a techo de los estratos Eifelienses aparecen capas datadas, sin lugar a dudas, como pertenecientes al Viseense Medio-Superior y con un conglomerado de base que en el E. es poligénico y de poco espesor, mientras al O., donde está en contacto directo con el Cámbrico, es de cantos carbonatados (caliza y dolomía) y areniscas. Llega a alcanzar potencias de 60-80 m.

Siguiendo con la cuenca devónica, vemos que ocupa una pequeña parte del ángulo NE., observando falta todo el Devónico Superior (Frasniense-Fame niense) y el Carbonífero Inferior (Tournaisiense y Viseense Inferior). Esto supone una emersión ocurrida al final del Eifeliense, que ha provocado una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior. También podría interpretarse como una emersión un poco posterior y arrasamiento siguiente. Todo esto pudo ser bien en la fase Devónica Media, Bretónica o Sélkica. No hay datos suficientes para poder precisar cuál de las fases orogénicas ha sido la responsable de estos movimientos anteriores a la fase Astúrica.

Por todo lo anterior, el contacto entre el Devónico y el Carbonífero es una discordancia erosiva, manifestada exclusivamente a escala cartográfica.

Vemos también que esos movimientos de componente vertical prebretónicos actuaron también en el Cámbrico. Durante la deposición del Devónico, el Cámbrico permaneció emergido con su consiguiente proceso erosivo. Emerge el Devónico y es ahora, en el momento de formarse la cuenca carbonífera, cuando se hunde no sólo el Devónico, sino también parte del Cámbrico, creándose una cuenca de mayor extensión superficial y que llega hasta la zona O. de la Hoja, justo en la línea N.-S. de Córdoba.

En esta cuenca carbonífera, encima de los niveles conglomeráticos y calcáreos de base, se encuentra una serie alternante de pizarras-grauvacas con

rocas volcánicas intermedias (traquitas) interestratificadas que indica un mar poco profundo.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, probablemente la fase Astúrica, ha afectado a todas las formaciones cartografiadas, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de ejes $B_{S_1}^{S_2}$, muy próximos a la horizontalidad, con dirección ONO.-ESE. Al mismo tiempo, esta orogenia nos ha provocado la aparición de una pizarrosidad S_2 que es subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase actuó en forma diversa: en el complejo metamórfico originó pliegues en V, en los materiales cámbricos fue poco intensa, con pliegues muy amplios y una red de fracturas longitudinales y transversales. En el Carbonífero y Devónico dio lugar a pliegues asimétricos con vergencia S., e incluso en el Carbonífero algunos volcados. La fracturación longitudinal es más difícil de observar por la monotonía de la serie carbonífera.

Esta misma fase Astúrica provocó pliegues transversales de dirección NNE.-SSO., cuya existencia está refrendada por el cabeceo de los ejes $B_{S_1}^{S_2}$ unas veces al E. y otras al O., y también por la aparición de algún eje con la dirección señalada. Parece ser que esta fase Astúrica ha actuado en dos impulsos no separados por el tiempo, sino prácticamente coetáneos.

Ya en los últimos movimientos Hercínicos se ha plegado la pizarrosidad S_2 dando pliegues en V o «Kink folds» a lo largo de un plano S_4 . S_4 es el plano axial de esos pliegues en V, y su intersección con S_2 ocasiona una lineación $B_{S_2}^{S_4}$ de dirección NE.-SO. y que se hunde casi siempre hacia el SO.

El emplazamiento de las rocas intrusivas que afloran en el ángulo NO. de la Hoja parece corresponder a las últimas etapas de la orogenia Hercínica, ya que en ellas no se observa ninguna acción tectónica. Este punto es difícil de precisar a causa de que estos granitos no cortan más que materiales cámbricos y más antiguos.

Una vez emplazado este granito del NO. y aprovechando fracturas transversales de tensión muy próximas a la dirección y buzamiento de las capas, se situaron una serie de pequeños diques porfídicos.

Inmediatamente después del Carbonífero y aun dentro del movimiento Hercínico se produjo la emersión de todos los materiales, comenzando a actuar un proceso erosivo. A continuación, la transgresión del mar Triásico formó una serie de cuencas compartimentales de ambiente continental o litoral, depositándose los sedimentos del Bunt. Nueva emersión y consiguiente erosión durante todo el Mesozoico y parte del Terciario.

Este proceso de denudación fue muy intenso, llegando a arrasar casi por completo a estos materiales triásicos. Solamente dejó pequeños isleos de conglomerado de muy poca extensión y menor potencia.

Durante el Mioceno Superior, concretamente en el Tortoniense Superior, ocurrió la transgresión marina, que alcanzó, a juzgar por los afloramientos de esa edad conservados, hasta el límite N. de la Hoja.

Los sedimentos miocenos reflejan claramente una primera fase transgresiva, otra intermedia de mayor tranquilidad y una fase final regresiva incompleta.

La retirada total del mar Mioceno dejó al descubierto estos sedimentos sometidos desde entonces a erosión. Podemos afirmar lo anterior, dado que no se hallan en la zona restos del Plioceno.

Los movimientos Alpinos no han afectado a los sedimentos post-carboníferos, que aparecen horizontales. Únicamente han originado en el Mioceno una serie de fracturas de componente vertical y dirección aproximada E.-O. La mecánica de formación debe responder a movimientos basculantes de bloques.

Posiblemente este proceso de fracturación haya actuado igualmente en los materiales paleozoicos ya rígidos, originando algunas fallas. Concretamente se han cartografiado dos grandes fracturas, prácticamente N.-S., de componente vertical y que afectan también a sedimentos triásicos y miocenos.

Durante el Cuaternario, los únicos sedimentos depositados son de tipo aluvial con los cuatro niveles de terraza característicos y unos aportes de ladera (coluviones), que en algunos tramos engrosan y enmascaran los materiales fluviales.

4 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

4.1 ROCAS IGNEAS

Existen dos grupos de rocas ígneas en la zona estudiada. El primero está integrado por rocas intrusivas y filonianas y el segundo por rocas extrusivas.

Las rocas intrusivas aparecen localizadas en la zona NO. y en dos pequeñas apófisis en el E. La composición es ácida, y hacia el O., en el límite de la Hoja, pasa a ser intermedia.

La roca de caja de esta masa ígnea es diversa. La parte N. del asomo son materiales del estrato cristalino, y la parte S. sedimentos cámbricos. Están afectados por los efectos térmicos que produjo la intrusión granítica y presentan una aureola de contacto de pequeña extensión.

La forma de intrusión y la falta de estructuras tectónicas nos indican que se trata de un granito post-hercínico. Su morfología textural nos hace pensar en un granito de poca profundidad y enfriamiento rápido.

Las rocas extrusivas aparecen en diversos niveles de la serie, tanto intercaladas entre la serie pizarroso-detrítica, como en la serie calcárea, como posteriormente en los niveles del carbonífero.

4.2 ROCAS INTRUSIVAS

4.2.1 Granitos.

La textura de estos granitos que constituyen la mancha ígnea del NO. es hipidiomorfa de grano medio. Los componentes principales son ortosa peritítica, cuarzo, plagioclasa zonada y biotita. Como accesorios: circón, apatito, mena metálica y fluorita, incluidos en la biotita. Como secundarios: caolín, sericita, clorita, mineral de epidota, esfena, allanita y carbonato.

4.2.2 Granitos aplíticos.

La textura de estos granitos que constituyen el borde de la mancha ígnea del NO. y que se extienden hacia el O., es alotriomorfa de grano fino. Sus componentes principales son: ortosa, oligoclasa y cuarzo. Como accesorios: circón, mena metálica, apatito, biotita, muscovita (muy raro), turmalina y, en algún caso, fluorina, que rellena vetas y fracturas.

Una de las muestras tomadas corresponde a un granito aplítico porfídico.

4.2.3 Granodioritas y dioritas.

En la parte más al O. del asomo granítico, en el límite de la Hoja, dentro y fuera de la zona cartografiada, aparecen rocas de composición intermedia, constituidas por granodiorita de hornblenda, granodioritas de biotita y dioritas. Este aumento de basicidad será estudiado con más detalle en la Hoja de Santa María de Trasierra.

4.3 ROCAS FILONIANAS

4.3.1 Pórfidos graníticos, granodioríticos y aplitas.

Los pórfidos graníticos están formados por fenocristales de plagioclasa caolinizada y seritizada, cuarzo automorfo y ortosa.

El estudio petrográfico ha permitido diferenciar en la matriz los siguientes tipos texturales: 1) Esferulítica; 2) Poiquilitica; 3) Poiquilitica esferulítica; 4) Alotriomorfa y 5) Hipidiomórfica.

La matriz, compuesta por agregados de ortosa-oligoclasa, cuarzo y biotita cloritizada y muscovitizada. Como accesorios: circón, apatito, mena metálica y esfena.

Una de las muestras tomadas corresponde a un pórfido granodiorítico de componentes principales: plagioclasa, ortosa, biotita cloritizada y cuarzo. Existe una elevada proporción de biotita y la cantidad de plagioclasa es muy superior al feldespato K y cuarzo.

Dentro de la masa granítica tomamos una muestra de una aplita de textura alotriomórfica, siendo la ortosa, oligoclasa y cuarzo los componentes principales, y la biotita, turmalina y mena de hierro los accesorios. Dicha aplita viene acompañada de un filón de Skarn de granate-magnetita con cuarzo. Grandes cristales euhedrales de granate (grosularia-andradita) zonado, con anomalías en la birregringencia (colores grises). Magnetita xenomórfica intergranular.

4.4 ROCAS EXTRUSIVAS

En el estudio de la formación volcánica, empezaremos describiendo las traquitas, que son rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa sódica (albita), y algunas láminas de minerales máficos en una matriz microgranular compuesta por abundantes microlitos de feldespato potásico y pequeñas láminas de plagioclasa. Como minerales accesorios: cuarzo, esfena, apatito, epidota, circón, mica blanca y óxidos de hierro.

Las espilitas están compuestas por láminas divergentes de plagioclasas, entre las que se encuentran los cristales subhedrales de piroxeno (augita), en parte transformados en clorita, epidota y esfena.

Las tobas riolíticas están constituidas por pequeños fragmentos cristalinos de cuarzo, albita, laminillas de mica blanca y escasamente biotita y apatito, dentro de una pasta microcristalina esponjosa pumicítica, cuyas vesículas están rellenas de sílice microcristalina, sericita, clorita y feldespato potásico.

Las tobas queratofídicas están constituidas por fragmentos cristalinos angulosos de albita, escasos de cuarzo y feldespato potásico, fragmentos líticos de microlitos de feldespato potásico y clorita subordinada, cementado todo ello por albita de nueva generación (característica de las lavas submarinas), carbonato, clorita y cuarzo.

Las riolitas son rocas porfídicas con matriz granular microcristalina compuesta por feldespato potásico, cuarzo y pequeñas láminas de sericita. Fenocristales de cuarzo, automorfo y corroídos por la matriz, plagioclasa alterada a sericita, feldespato potásico caolinizado, láminas de biotita clorotizada con óxidos de hierro siguiendo las líneas de crucero y escasas láminas de muscovita. Es característico de las riolitas su avanzado estado de alteración.

4.5 ROCAS METAMORFICAS

El total de los materiales paleozoicos cartografiados presenta síntomas de metamorfismo. La mayor parte de los mismos ha sufrido los efectos de un metamorfismo regional, en su estadio más bajo, correspondiente a la facies de las pizarras verdes. Un metamorfismo de tipo regional más in-

tenso (facies de las anfibolitas) lo ha sufrido la mancha cartografiada en la zona NO., que posteriormente ha sufrido los efectos de un metamorfismo térmico provocado por la intrusión granítica que le corta. Esta misma intrusión granítica ha afectado a los materiales cámbricos, produciendo una estrecha aureola de metamorfismo térmico.

4.5.1 Metamorfismo de contacto.

El material originario que sufrió los efectos de este metamorfismo de contacto está constituido principalmente por dos tipos diferentes de rocas: areniscas feldespáticas y rocas carbonatadas.

Las paragénesis estudiadas comprenden varias facies metamórficas:

- Facies de las corneanas piroxénicas.
- Facies de las corneanas de hornblenda.
- Facies de las corneanas de albíta-epidota.

4.5.1.1 *Facies de las corneanas piroxénicas*

Esta facies se produce en el contacto inmediato de las areniscas feldespáticas de la serie detrítica-cámbrica con las rocas graníticas. Su paragénesis mineral es cuarzo-ortosa-oligoclasa-andalucita. La asociación K-feldespato son silicato de Al y la ausencia de muscovita es típica de esta facies en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas. La presencia aquí de muscovita conjuntamente con sericita y abundante turmalina es debida a procesos posteriores pneumatolíticos, reemplazando totalmente al silicato de Al (andalucita) y parcialmente a los feldespatos y a la biotita.

4.5.1.2 *Facies de las corneanas de hornblenda*

Es la más extendida entre las rocas de la aureola interior, no sólo en las areniscas de la serie detrítica cambriana, que sólo en escasas ocasiones resulta separada del contacto ígneo por rocas de grado superior (facies de las corneanas piroxénicas), sino también en el conjunto carbonatado cámbrico y en la aureola producida en el complejo metamórfico.

Para las rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas las paragénesis minerales son: cuarzo-oligoclasa-andalucita-(cordierita?) y cuarzo-oligoclasa-andalucita; con biotita y muscovita como asociados comunes y turmalina, mena de hierro y esfena como accesorios.

Para las rocas básicas y carbonatadas, las paragénesis minerales son muy variadas; hornblenda-plagioclasa-dióxido; ortosa-hornblenda-plagioclasa-(dióxido) y calcita-dióxido-K-feldespato-granate. Como accesorios: la esfena, apatito, mineral de epidota y esporádicamente aparecen cuarzo-clorita-biotita-prenhita-mena metálica (ilménita, sulfuros), calcita y fluorita.

4.5.1.3 *Facies de las corneanas de albita-epidota*

Las paragénesis minerales son aquí igualmente abundantes, y destacan por su tamaño fino, abundancia de material micáceo (en las rocas derivadas de sedimentos pelíticos), reliquias de minerales originales inestables, reliquias texturales (esquistosidad y estratificación), etc. Las paragénesis observadas son: calcita-tremolita-talco; cuarzo-ortosa-albita-material micáceo (biotita-sericita-muscovita).

Dadas las paragénesis de contacto originadas en estos conjuntos de rocas, se deduce que la temperatura a que han estado sometidas ha oscilado por término medio entre los 500-600°C. En casos aislados se debieron superar los 660-670°, que son necesarios para la formación conjunta de K-feldespatos y silicatos de Al (facies de las corneanas piroxénicas).

4.5.2 **Metamorfismo regional.**

El complejo metamórfico del NO. se caracteriza por la presencia de rocas de gran variedad en cuanto a origen y litología. Se han diferenciado a grandes rasgos, petrográficamente, tres tipos diferentes de rocas: gneises microglandulares, anfíbolitas y micacitas granatíferas. En todas ellas se pueden observar claramente dos fases de metamorfismo: una regional dinamo-termal, que origina esquistosidad constante, y otra posterior, de deformación exclusivamente mecánica (cataclástica) acompañada de transformaciones mineralógicas de bajo grado (metamorfismo regresivo).

4.5.2.1 *Gneises*

Se diferencian dos tipos, el más abundante, de grano medio, que se manifiesta como ortogneis o granito filonitizado por el metamorfismo hercínico, y el otro, microgneis milonitizado, posiblemente de origen detrítico. No hemos encontrado entre estas rocas porfiroides.

El primero está formado fundamentalmente por cristales porfiroclásticos de plagioclasa (albita-oligoclasa), de tamaño hasta 8 mm., ovoidales, alterados parcialmente a sericita y clinzoisita y rodeados por una matriz recristalizada de cuarzo-feldespatos-mica cloritizada-clinzoisita (zoisita), con apatito, circón, esfena, ilmenita como accesorios. La mesostasis presenta una textura foliada acusada por la orientación preferente de alineaciones discontinuas del mineral micáceo con clinzoisita y segregaciones lenticulares de cuarzo.

El segundo representa un microgneis milonítico, con foliación extrema, marcada por «ribbon» de cuarzo, debida a una intensa deformación plástica y compuesto por orden de abundancia de K-feldespatos-cuarzo-plagioclasa sericitizada-clorita-sericita y turmalina, mena metálica, esfena, circón y apatito como accesorios.

4.5.2.2 *Anfibolitas*

Se diferencian dos tipos concretos, uno de grano medio, que se manifiesta como ortoanfibolita, con reliquias de hornblenda y sobre todo plagioclasa de origen ígneo, y otro de grano fino a menudo finamente bandeado.

El primero, de grano medio, está constituido por hornblenda cálcica y plagioclasa, ambas en proceso de actinolización y albitización, respectivamente, con formación de mineral de epidota (clinozoisita). Apatito y K-feldespato de neoformación como accesorios comunes. La textura es foliada, acentuada por la orientación preferente de la hornblenda y del plagioclasa.

El metamorfismo dinámico se encarga de borrar la textura original de la roca, así como su composición original. No obstante, se observan frecuentes reliquias de plagioclasa cálcico (andesina) incluso con su hábito prismático (origen ígneo, ya que el plagioclasa metamórfico cristaliza invariablemente en masas xenoblásticas, debido a su escasa fuerza cristaloblástica).

El segundo tipo de anfibolitas, de grano fino y a menudo bandeadas, poseen textura foliada y facoidal, constituida por hornblenda-actinolita-plagioclasa-zoisita (clinozoisita), y como accesorios comunes, esfena, apatito y clorita.

Frecuentes fracturas rellenas por mineral de epidota microgranular o clinozoisita prismática, en ocasiones desplazadas por una segunda serie rellena de cuarzo. El K-feldespato penetra a partir de las fracturas, sustituyendo parcialmente al plagioclasa.

4.5.2.3 *Micacitas granatíferas*

Son las rocas más abundantes. Su paragénesis mineral es cuarzo-plagioclasa-muscovita-biotita-granate, y como accesorios comunes, apatito, turmalina, circón y esfena.

El proceso cataclástico posterior produce deformaciones mecánicas (recristalización del cuarzo, de la muscovita y de la biotita) y alteraciones mineralógicas de metamorfismo regresivo como sericitación del plagioclasa, cloritización acompañada de esfena, rutilo acicular a costa de la biotita, agregados multilaminares de clorita pseudomorfizando el granate, así como alteración total de un posible silicato de Al, a las que se suman los procesos posteriores de meteorización (estado deleznable e impregnación de hidróxidos de hierro).

Resumiendo, se puede decir que dada la multiplicidad litológica de este complejo metamórfico y la ausencia de minerales índice importantes, es difícil establecer un sistema de isogradas o facies crecientes del metamorfismo regional. No obstante, las paragénesis observadas, cuarzo-granate-pla-

gioclasa-muscovita en las micacitas, y hornblenda-plagioclasa en las anfibolitas, permiten situar estas rocas dentro de la facies de las anfibolitas o estadio medio para la primera fase del metamorfismo regional.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Aunque en la actualidad no existe ninguna explotación dentro del territorio de la Hoja, se trata de una zona con gran historial minero, aunque con menos importancia que la parte N. de Sierra Morena.

En los recorridos de campo se han localizado seis puntos, en los cuales se efectuaron labores mineras: dos de oligisto, dos de magnetita y dos de Cu. Aparte de esto hay dos diques de espato flúor situados un poco al N. de la Hoja, pero que penetran en nuestra zona. En ellos se está trabajando intensamente, aunque las labores no llegan aún al territorio estudiado.

Dentro de la unidad devónica y en su tramo superior en el punto de coordenadas $0^{\circ} 52' 25'' - 37^{\circ} 39' 10''$ existe una pequeña labor minera. La mineralización es de oligisto, siendo su roca de caja una arenisca de grano fino. La dirección del filón-capa es prácticamente N.-S. y con un buzamiento de 30° al E. No tenemos noticias del interés minero de este indicio.

En el punto de coordenadas $1^{\circ} 9' 50'' - 37^{\circ} 39' 50''$ se encuentra localizada una serie de calicatas sobre una mineralización de oligisto de hasta 2 m. de potencia y una corrida, determinada por lo visto en superficie de unos 50 m. La dirección de esta capa es de N. 10 E., encontrándose encajada en materiales del estrato cristalino afectados por la aureola de contacto.

Las dos minas de magnetita son de génesis idéntica. Están situadas en las coordenadas siguientes: $1^{\circ} 10' - 37^{\circ} 57' 15''$ y $1^{\circ} 9' 30'' - 37^{\circ} 59' 5''$. La intrusión granítica Hercínica provocó una aureola de contacto, y al ser materiales calcáreos se creó una zona de Skarn. En el segundo caso será endo-skarn, al estar dentro de la masa granítica.

La paragénesis encontrada es la siguiente: galena, calcopirita, óxidos de Fe, calcita, cuarzo poco abundante y magnetita. La roca de caja en el primer caso son mármoles, y en el segundo corneanas calcosilicatadas.

En cuanto a las mineralizaciones de Cu, una viene indicada en el mapa topográfico como minas Berlanga (coordenadas $1^{\circ} 8' 10'' - 37^{\circ} 59'$) y la otra es el campo de Cerro Muriano. Las abundantes labores que se encuentran en el Cerro Muriano están totalmente abandonadas y hay pozos de hasta más de 400 m. (pozo Rafael). Da la sensación de ser una zona que ha sufrido una explotación exhaustiva que acabó con el mineral existente a profundidades rentables.

Se trata de filones de origen hidrotermal de baja temperatura con direcciones aproximadas N. 60-70 O. y con una paragénesis compuesta por: blenda, galena, calcopirita, espato flúor, barita y cuarzo. Predomina la mena de Cu, aunque en algunos puntos se haya explotado Pb.

Como se indica al principio de este capítulo, al N., pero muy próximo al territorio de la Hoja, hay una explotación activa de espato flúor. Han trabajado a cielo abierto y ahora empiezan a hacer labores de galería en dos filones de dirección N. 30 E. uno, y el otro N. 70-80 O. que se cortan. Este último es el más importante y llega a tener en algunos puntos hasta 60-80 metros de potencia, con una corrida de unos 8 km. En la cartografía vienen reflejados estos dos filones que vemos incluso cortan los materiales del estrato cristalino.

Es una fluorina hidrotermal de baja temperatura con poco porcentaje en sílice y asociada indudablemente a las mineralizaciones de Cu ya reseñadas, pero en esta zona los filones sólo presentan espato flúor, barita y algo de cuarzo.

Aparte de estas minas ya descritas, cabe mencionar la zona comprendida en el O. de la Hoja. Los materiales de la serie pizarroso-arenoso-volcánica, inferior al paquete carbonatado, presentan en forma de venillas óxidos de Fe y algunos sulfuros (fundamentalmente piritita). Su distribución es dispersa y sin que al parecer se haya encontrado alguna concentración interesante, pero ha motivado que en la carretera Córdoba-Santa María de Trassierra se vean gran número de calicatas y pequeños desmontes, realizados indudablemente en un intento de explotación.

5.2 CANTERAS

Las explotaciones de canteras tienen gran importancia. Encontramos canteras en la zona E, en las calizas de la base del Carbonífero. Ahora bien, dado que en el Carbonífero los afloramientos calcáreos, aunque abundantes, son de poca potencia, no existe ninguna explotación a gran escala. Hay gran cantidad de pequeñas canteras, de las cuales se extrae piedra de forma ocasional en el NE. y N. de Villafranca de Córdoba. Este material se emplea exclusivamente para la obtención de cal y construcción de carreteras.

En la parte O., la explotación de canteras es mucho más importante. En primer lugar están los mármoles cámbricos de la zona O.-NO. que vienen reflejados en la cartografía. Son unos mármoles blancos y azulados muy puros, de grano intermedio a fino. El diaclasado, aunque es intenso, permite sacar planchas de dimensiones aceptables. Existen del orden de ocho canteras que explotan este material, aunque no de una forma continuada.

Aparte de estos mármoles y aún dentro del Cámbrico, se está trabajando en gran número de puntos en los materiales del paquete carbonatado. Sería interminable dar una lista de los distintos lugares en que hay canteras, mencionaremos solamente las dos o tres abiertas en las proximidades de la Er-

mita de Nuestra Señora de Linares, y más exactamente al NO. como puntos de referencia. Se trata de una caliza muy compacta, poco recristalizada y que a veces pasa a dolomía.

Ya en el Mioceno, el tramo calcáreo es explotado en muchos puntos, pero el más importante es el de la cantera de los cementos ASLAND, en la carretera Córdoba-Cerro Muriano, a unos 2 km. de Córdoba, con un vaciado de grandes dimensiones.

Los niveles arcillosos del Mioceno, al ser algo calcáreos y arenosos, no son buenos como materia prima en cerámica, por lo que no hemos localizado ninguna cantera de arcillas en la zona estudiada.

El asomo granítico del NO. se ha utilizado como material de construcción, aunque dadas sus características textuales resulta demasiado erosionable por su falta de consistencia. De esta masa ígnea también se explotan los gabarros, muy abundantes y empleados con cierta intensidad para pavimentación de calles e igualmente alguna pequeña acumulación de caolín por alteración de los feldespatos del granito.

Finalmente, es necesario mencionar la intensa explotación que se lleva a cabo en las graveras de los niveles de terraza y del mismo curso actual del Guadalquivir. En el momento presente es la tercera terraza y el aluvial los que proporcionan la mayor cantidad de grava y arena empleadas en la zona.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Dentro de todo el valle del Guadalquivir es ésta una de las zonas más pobres bajo el punto de vista hidrogeológico.

Podemos diferenciar dos grandes grupos de materiales: el primero, el Paleozoico, con las intrusiones ígneas; y el segundo, los pequeños retazos de Triás, el Mioceno y el Cuaternario.

Dentro del primer grupo, el Cámbrico podría parecer interesante desde el punto de vista litológico como posible acuífero. Un paquete carbonatado y su base (volcánicas y pizarras) haciendo de substratum impermeable. Ahora bien, dado que el paquete carbonatado es fundamentalmente dolomítico, está muy recristalizado y tiene niveles pizarrosos intercalados, hay que descartar la idea de nivel acuífero. Su permeabilidad es prácticamente nula, por lo que el agua que se extrae es de fractura o pequeños pozos superficiales.

Los materiales del Cámbrico, superiores al paquete carbonatado, y los del Devónico son también muy pobres. La alternancia de tramos pizarrosos con tramos detríticos en bancos de muy poca potencia, no permiten la acumulación acuosa; por lo que la poca agua que se aprovecha es de fractura.

Dentro del Carbonífero y por razones análogas a las ya relatadas, es imposible pensar en un aprovechamiento hidrogeológico en las calizas o en las pizarras-grauvacas. La excepción son los conglomerados que pueden representar un acuífero interesante, aunque muy local, y de caudales reducidos en los puntos en que su potencia (60-80 m.) es máxima. Indicamos que

se trata de un nivel acuífero muy local, dado que los conglomerados no son un nivel continuo, disminuyendo su potencia e incluso desapareciendo en algunos tramos.

En cuanto al granito, la única posibilidad de agua estará asociada a fracturas o contactos granito-diques. Existen pequeñas captaciones de 3-4 m. que provechan el agua superficial retenida en el material erosionado de dicho granito.

En resumen, vemos que el Paleozoico en su conjunto es impermeable y no es posible pensar en un nivel acuífero importante.

El segundo grupo de materiales tampoco tiene gran interés hidrogeológico. El Triás hay que descartarlo, dada la escasísima extensión de sus afloramientos. Igualmente las manchas de Mioceno dispersas en la zona N. de la Hoja, ya que son afloramientos de muy poca extensión colgados sobre el Paleozoico, estando hidrogeológicamente aislados y completamente drenados por pequeños manantiales de escasa importancia.

El único nivel acuífero es el del Mioceno calcáreo situado al N. del Guadalquivir en una franja muy estrecha con una anchura máxima de 2-3 km. El substratum impermeable será el Paleozoico, y lateralmente hacia el S. del Guadalquivir el Mioceno margoso, ya que es dudosa la continuidad del Mioceno calcáreo hacia el S.

Este acuífero se une a los niveles cuaternarios, lo que aumenta un poco sus posibilidades, aunque se puede considerar de pequeña importancia, dada la poca potencia de los materiales, tanto miocenos como cuaternarios. La pluviosidad de la zona es escasa, por lo que su recarga será a costa del subválveo del Guadalquivir.

Los tramos margoso y arenoso del Mioceno hacen de nivel impermeable para las distintas terrazas de la zona S. del Guadalquivir. Se forman así unos acuíferos de estación, que en la época de estío se secan por completo, debido a la poca potencia del conglomerado cuaternario y a la presencia de material arcilloso, lo cual impide que la infiltración sea alta.

Realmente la zona estudiada es muy pobre en recursos hidrogeológicos. Valores pluviométricos muy bajos, escasa permeabilidad de los materiales y los posibles niveles acuíferos, con poca potencia y extensión, hacen que no encontremos pozos con rendimientos importantes y sí muchos dispersos y de caudal escaso e inconstante.

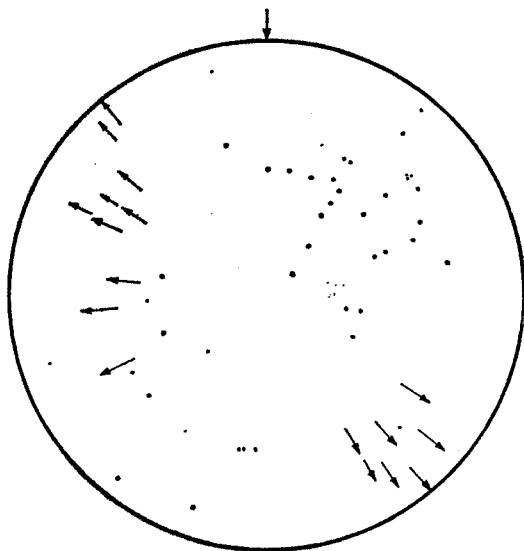


DIAGRAMA 1.- 38 POLOS DE S, Y 16 L, EN EL DEVONICO DE DE LA ZONA N.E.

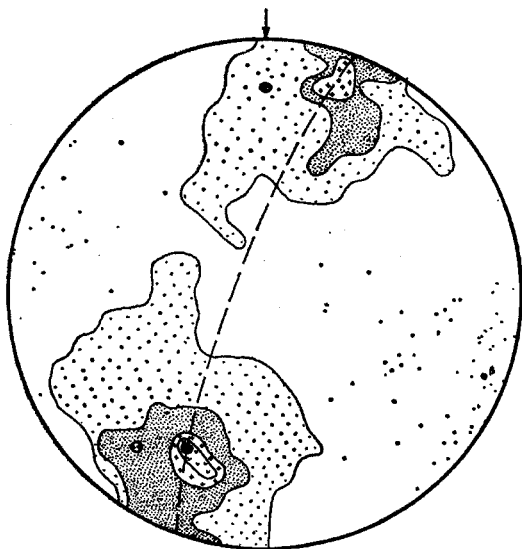


DIAGRAMA 2.- 147 POLOS DE S, (CONTORNOS 1,3,5,7,8%) Y 78 L, EN EL VISÉANO DE LA ZONA N.E.

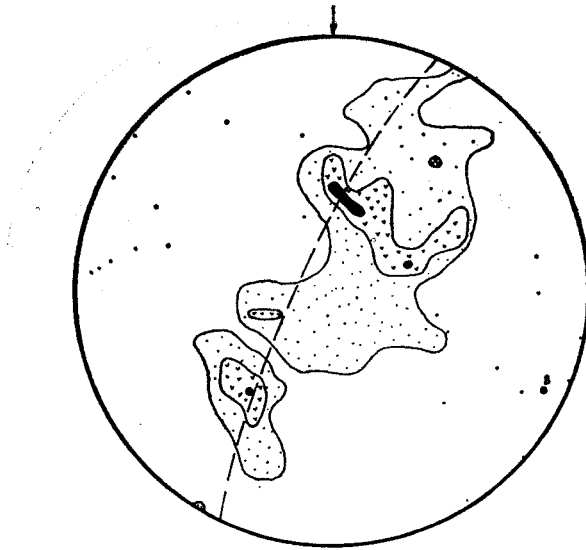


DIAGRAMA 3.- 85 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 2,4,5%) Y 25 L_1 EN EL VISEANO DE LA ZONA N.W.

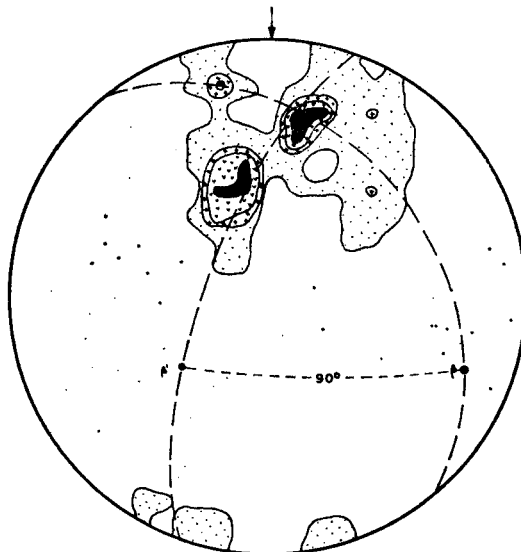
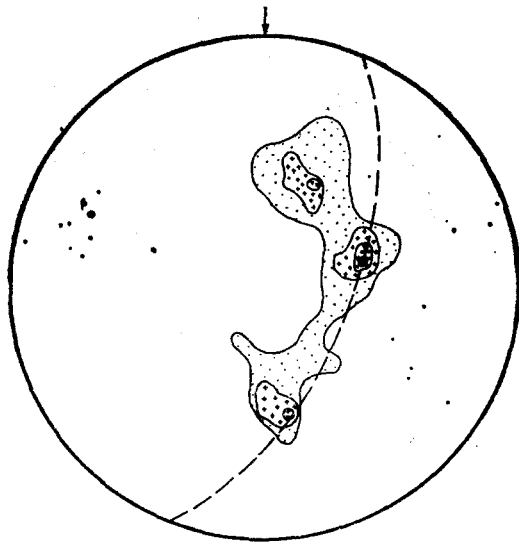
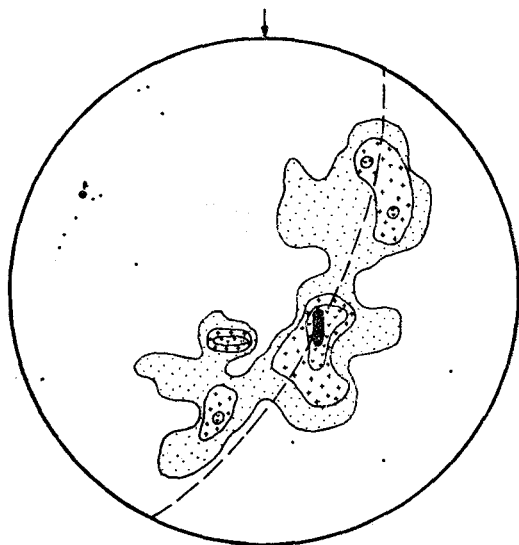


DIAGRAMA 4.- 38 POLOS DE S_2 (CONTORNOS 2,6,8,12%) Y 19 L_1 EN EL METAMORFICO DE LA ZONA N.W.



**DIAGRAMA 5.- 115 POLOS DE S₁ (CONTORNOS 3,5,7,9%) Y
14 L₁ EN LA SERIE CARBONATADA CAMBRIANA
DE LA ZONA E.**



**DIAGRAMA 6.- 81 POLOS DE S₁ (CONTORNOS 2,4,6,7%) Y
12 L₁ EN LA SERIE DETRITICA CAMBRIANA DE
LA ZONA W.**

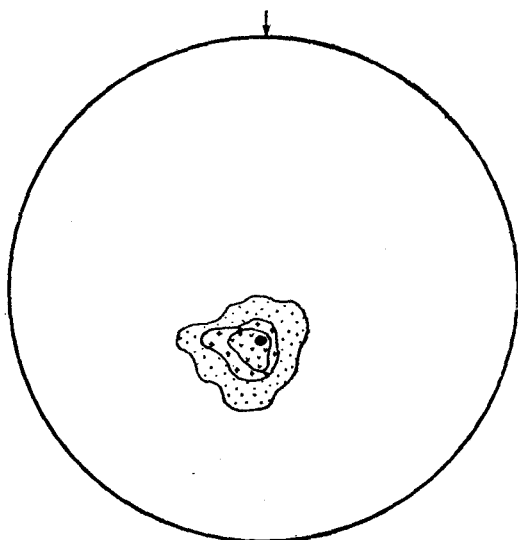


DIAGRAMA 7.- 22 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 5, 20, 30, 40%)
 EN LAS SERIES CARBONATADA Y PIZARROSA-
 VOLCANICA CAMBRIANAS DE LA ZONA W.

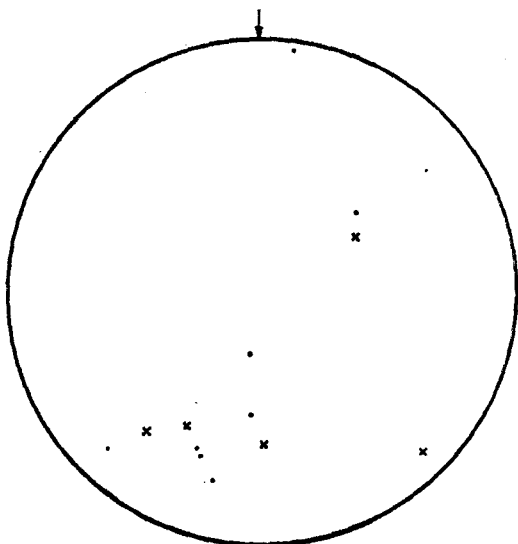


DIAGRAMA 8.- $\bullet=L_2$ Y $\times=L_3$ EN LA ZONA DE ESTUDIO.

5 BIBLIOGRAFIA

- CABANAS, R. (1964).—«Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba.» *Not. y Com. Ins. Geol.*, n.º 74, pp. 69-74.
- (1971).—«Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba.» *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, pp. 105-107.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y PAREDES, J. (1971).—«La nature du Precambien et ses relations avec le Paleozoique dans la Sierra Morena central (Sud de l'Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, 237.
- CARBONELL TRILLO DE FIGUEROA, A. (sin fecha).—«Criaderos de Cu en la provincia de Córdoba.»
- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et metamorphiques du Nord Est de la province de Seville.» Tesis de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Nancy.
- FEBREL, T., y SAEZ DE SANTAMARIA, J. (1964).—«El Devoniano del S. del batolito de los Pedroches, en las provincias de Córdoba y Badajoz.» *Not. y Com. Inst. Geol.*, n.º 73, pp. 51-60.
- HENNINGSMDEN, G. (1957).—«Los trilobites de las capas de «saukianda», Cámbrico Inferior, en Andalucía.» *Est. Geol.*, vol. 14, n.º 35-36, pp. 251-271.
- HERNANDO DE LUNA, R. (1970).—«Bibliografía geológica minera de la provincia de Córdoba.» *Mem. del IGME*, t. 74.
- LOTZE, F. (1958).—«Sur stratigraphie des spanischen Kambriums.» *Geologie* Bd. 7, pp. 727-750.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España.» *Mem. Inst. Geol. y Min. de (Esp.*, 256 págs.
- PARGA, J. R. (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico.» *Bol. Geol. y Min.*, 82, pp. 234-238.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972).—«Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena central.» *Est. Geol.*, vol. 28, pp. 167-172.
- 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.
- SIMON, W. (1953).—«Lithogenesis kambrischer kalde des Sierra Morena (Spanien).» *Senckenbergiana*, t. XXI, núm. 5 y 6, Frankfurt.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA