



IGME

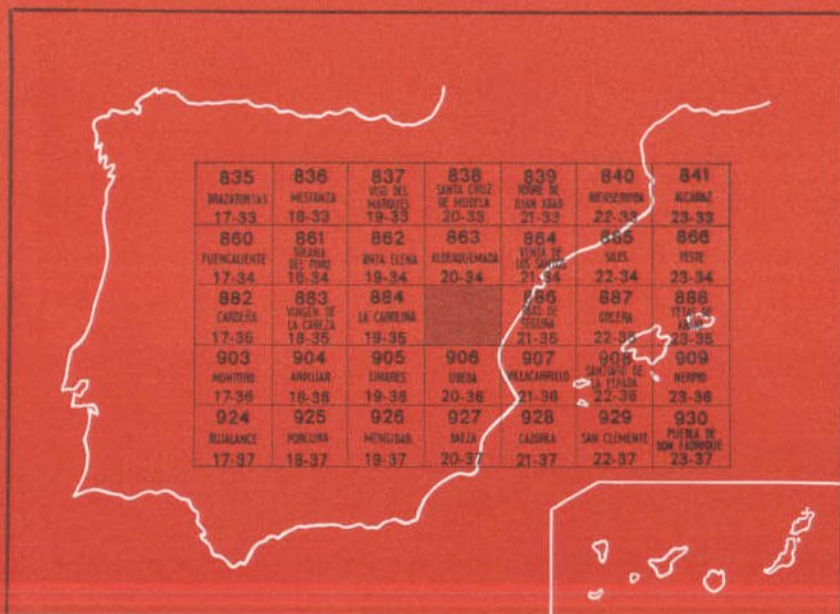
885**20-35**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTISTEBAN DEL PUERTO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SANTISTEBAN DEL PUERTO

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:

F. Orviz Castro, Ingeniero de Minas.
R. Castelló Montorí, Licenciado en Ciencias Geológicas.
W. Martínez del Olmo, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología:

T. del Pan Arana, Dra. en Ciencias Naturales.

Micropaleontología:

C. Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas.
E. Moreno de Castro, Dr. Ingeniero de Minas.

Petrología:

A. Argüelles Alvarez, Licenciado en Ciencias Geológicas.
A. de las Heras Fernández, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Sedimentología:

M.^a C. Fernández Luanco, Licenciada 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 - 34.977 - 1976

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

INTRODUCCION

La Hoja de Santisteban del Puerto corresponde al territorio de enlace entre el borde sur de la Meseta (Escudo Hespérico) y la Depresión del Guadalquivir.

En su mayor parte afloran los materiales paleozoicos propios de la Meseta, reconociéndose en este área una antigua penillanura posteriormente rejuvenecida. En efecto, dentro de los relieves abombados, sólo brusca y localmente interrumpidos por los crestones de cuarcita de Sierra Morena, es posible identificar replanos morfológicos que enrasan perfectamente con la superficie de discontinuidad que marcan los niveles basales del Triás. La diferenciación morfológica es, pues, muy acusada entre las áreas septentrional y meridional, ya que en esta última los sedimentos mesozoicos del borde de la Cuenca Bética adoptan una típica morfología tabular con escasas cuestras generadas siempre por el nivel superior de carácter dolomítico.

Cuando el proceso erosivo penetra esta delgada cobertera calcárea, avanza intensa y rápidamente en las blandas facies rojas del Triás, hasta tal punto que el más pequeño curso de agua discurre ya por el substrato pizarroso y es posible la creación de «cerros testigo» como el de Vilches, con restos de la cubierta en la cumbre del Jarabancil.

Tras este accidente topográfico, que junto con las fallas que lo anteceden por el Norte provocan ya las primeras direcciones estructurales

béticas, pasamos a un gran replano bajo la gran y continua cuesta que marca la banda carbonatada que corre desde los Cerros de Arquillos a Santisteban y que constituye la divisoria de aguas entre los ríos Guadalén y Guadalimar. Desde este enclave, la Meseta española puede considerarse prácticamente acabada, pues ni el zócalo ni sus reflejos estructurales son ya perceptibles al sur de esta línea que evidencia a *grosso modo* y a pequeña escala el progresivo hundimiento de la Meseta bajo el Neógeno del Guadalquivir a través de un apretado y paralelo sistema de flexuras-falla que constituyen la tan discutida línea tectónica del Guadalquivir.

1 ESTRATIGRAFIA

El conjunto de materiales cartografiados en la Hoja de Santisteban del Puerto están comprendidos dentro de las unidades cronoestratigráficas siguientes, según su orden de antigüedad:

- Ordovícico Superior (Caradoc-Ashgiliense).
- Silúrico Inferior (Llandoverense).
- Devónico Medio (Givetense-Eiffeliense).
- Carbonífero Inferior (Viselense).
- Tríasico (Buntsandstein-Keuper).
- Jurásico (Lías).
- Mioceno (Tortonense Superior-Andalucense).
- Cuaternario.

Al igual que en la vecina Hoja de La Carolina, se ha adoptado la estratigrafía de HENKE (1926), en su parte litológica, para el Ordovícico Superior y Silúrico Inferior, y que es la siguiente de muro a techo:

- Estratos Orthis.
- Caliza Urbana.
- Pizarra Castellar.
- Cuarzita Castellar.
- Pizarra de Graptolites.

1.1 ESTRATOS ORTHIS (O₃₁₋₃₂)

De los dos tramos en que HENKE (1926) subdividió los Estratos Orthis (pizarras y estratificación alternante), sólo entra en Hoja la estratificación alternante.

Se trata de un conjunto, de unos 150-170 m., formado por bancos de areniscas más o menos cuarcíticos, con potencia entre 30-50 cm. y pizarras

que vistas al microscopio se caracterizan por la disposición planar perfectamente marcada por las laminillas de sericita, entre las que se intercalan pequeños cristales de cuarzo; también se observan pequeñas láminas de biotita.

En la parte alta de los Estratos Orthís se encuentra una arenisca cuarcítica de unos 20 m. que a veces pasa a cuarcita dando relieve en la topografía. Continúa la serie con una alternancia de unos 30 m. de arenisca deleznable y pizarra blanda. Encima 10 m. de pizarra con Briozoos y, finalmente, algunos metros de arenisca con Ortoceras y Briozoos (BUTENWEG, 1968).

Los bancos arenosos, al acercarse al techo, alternan con pasadas ferruginosas y finísimas lumaquelas originalmente arenoso-calcareas y muy limonitizadas.

Algunas pasadas pizarrosas son ricas en pirita (generalmente transformada en sulfato), lo que apunta hacia aguas poco oxigenadas.

1.2 CALIZA URBANA (Oc₃₁₋₃₂)

Se trata del único horizonte carbonatado de este Paleozoico.

Dentro de la presente Hoja sólo aparece en un único punto, situado al N. del río Guarrizas y al E. del cerro del Rastroncil.

Se caracteriza por estar muy recrystalizada, tratándose de un mármol rico en material detrítico (cuarzo) en su parte basal, formado por bancos blancos, con pasadas grises, de 0,50 a 1 m. de potencia.

Hacia el techo se observa una acusada limonitización que en otras zonas ha sido explotada por su contenido en hierro.

La Caliza Urbana, cuando existe, es el elemento de transición entre las Pizarras Castellar y los Estratos Orthís. Su potencia es muy variable; en la zona estudiada será de más de 60-80 m.

1.3 PIZARRAS CASTELLAR (O₃₂)

Se trata de un tramo situado, bien directamente encima de los Estratos Orthís, bien encima de la Caliza Urbana.

Se compone de pizarras gris oscuras ligeramente azuladas que vistas al microscopio están formadas por láminas de sericita con orientación paralela perfecta, entre las cuales se sitúa el grafito pulverulento y algunos cristales de cuarzo; a medida que se va subiendo en la serie aumenta el contenido en sílice.

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

Se observa una pizarrosidad muy marcada, así como una estratificación que, aunque muy aproximada a la anterior, no coincide con ella.

La potencia de este tramo es de unos 100-150 m., si bien hay puntos en que se estrecha considerablemente, llegando incluso a desaparecer, dando lugar a que los Estratos Orthis se pongan directamente en contacto con los materiales superiores.

1.4 CUARCITAS CASTELLAR ($O_{32}S_1^1$)

Sólo entra en Hoja por la parte N.-E., concordantemente sobre el tramo pizarroso anterior, tratándose de un paso brusco que corresponde a un aporte masivo de material detrítico grosero; siendo el contacto con las Pizarras Castellar muy neto sobre el terreno, debido a la distinta competencia de los materiales; vistas al microscopio, se trata de un agregado granoblástico débilmente orientado de cristales ligeramente heterométricos de cuarzo con laminillas de mica blanca, llevando como minerales accesorios intersticialmente los siguientes: mica blanca, circón, rutilo, turmalina, leucoxeno, biotita y mineral de Fe que le da tonalidad rojiza.

La potencia viene a ser de unos 30 m., aunque en la cartografía se ha exagerado por tratarse de un nivel muy significativo.

1.5 PIZARRAS DE GRAPTOLITES (S_1^A)

Descansa concordantemente sobre la Cuarcita Castellar en la parte NE. de la Hoja; mientras en la parte NO. existe un hiatus sedimentario que hace que las Pizarras de Graptolites se depositen bien sobre la Pizarra Castellar, bien sobre los Estratos Orthis. Se trata de un tramo de unos 150 m. de potencia, aproximadamente, de pizarras arcillosas, grafitosas, ricas en pirita y de color negro.

La existencia del grafito 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 consecuencia de su composición mineralógica el motivo de que acusen dicho metamorfismo de forma más manifiesta que otros tramos de la serie.

En los puntos en que el efecto térmico del metamorfismo de contacto no ha actuado, se suelen encontrar vestigios fósiles de muy difícil clasificación.

1.6 PALEONTOLOGIA

Los terrenos anteriores al Carbonífero que afloran en la presente Hoja, apenas si han permitido obtener algún dato paleontológico, ya que única-

mente en la carretera forestal que pasa entre el Cerro del Rastroncil y el río Guarrizas se han podido obtener restos de Graptolites, en las llamadas Pizarras de Graptolites, que permiten atribuirlos al Silúrico.

No obstante, y teniendo en cuenta que esta serie Ordovícico-Silúrica es la continuación lateral de los materiales infradevónicos de la colindante Hoja de La Carolina, se les atribuye la misma edad y, por tanto, el mismo cuadro cronoestratigráfico establecido en dicha Hoja y que es el siguiente:

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

1.7 DEVONICO (D₂₁₋₂₂)

Se trata del único tramo infracarbonífero que aflora de forma continua a lo largo de toda la Hoja por su parte norte.

Se apoya en discordancia erosiva sobre las Pizarras de Graptolites, excepto al N. del arroyo de las Herrerías, en que descansa sobre la Cuarcita Castellar, también en discordancia erosiva.

Está formado por unos materiales pizarro-arcillosos de coloración verdosa e incluso rojiza que alternan con capas de arenisca cuarcítica o cuarcitas de una potencia que va desde los dos a los 15 cm. Presentan lentejones de cuarcitas masivas de pátina gris blanquecina, grano fino y bastante recrystalizadas, siendo a veces brechoides.

La distinta competencia de los materiales permite distinguir la estratificación perfectamente, mientras que la esquistosidad está condicionada por la alternancia de capas duras y blandas, dando planos poco netos y generalmente subparalelos a la estratificación. En los casos en que ha

sido posible medir esquistosidad independiente de estratificación, el buzamiento es generalmente sur.

Se ha tenido en cuenta, para la datación de estos terrenos, los yacimientos descritos por BUTENWEG, P. (1968) en el Cerro San Pablo y los de KETTEL, D. (1968) en el mismo sitio, los cuales llegan a establecer una edad que va desde el Sieginense al Frasnense.

También PERAN, M. (1971) encontró unas pizarras fosilíferas que podrían asociarse al Sieginense.

Por otra parte, se han tomado tres muestras en la parte N. del Cortijo de la Alcolehuela, otra al O. del Cortijo Ligero y otra al NO. del Cortijo del Reculo; las cuatro primeras en una arenisca cuarcítica ferruginosa y la otra en una pizarra arcillo-arenosa. De todas estas muestras se obtuvo la siguiente fauna: *Pseudocamarophoria* cf. *microrhyneha*, ROEMER; *Mucrospirifer* cf. *thedfordensis*, SHIMER-GRABAU; *Orthis* (mendacella) sp.; *Eosyringothiris aspera* sp., HALL; *Mucrospirifer* cf. *thedfordensis*, SHIMER-GRABAU; *Mucrospirifer* cf. *mucronatus*, CONRAD; *Fimbrispirifer* cf. *venustus*, HALL; *Spinocyatia granulosa*, CONRAD; *Poteriocrinus* sp.; *Devonalsia* cf. *wrightorum*, MUIR-WOOD; *Atrypa reticularis* linné var. *tennicostata*; *Euryspirifer paradoxus*, CONRAD; *Mucrospirifer consobrinus*, D'ORBIGNY; *Fenestella emaciata*, HALL; *Estheria membranacea* pacht; *Aulopora* sp., y *Pleurodictyum*.

A tenor de la fauna mencionada y teniendo en cuenta los trabajos anteriormente descritos, se le atribuye una edad Givetense-Eiffeliense no exenta de alguna duda.

BUTENWEG (1968) distinguió tres términos litológicos en el interior de sus estratos San Pablo y que son los siguientes:

- a) En la base, cuarcitas gris claras y areniscas cuarcíticas ferruginosas con fauna.
- b) Pizarras y cuarcitas.
- c) En el techo, areniscas fosilíferas de edad Frasnense.

En cuanto a la potencia de este Devónico, es muy difícil de saber, debido a lo sumamente replegado que se encuentra, y si bien BUTENWEG le atribuye unos 800 m., pensamos que sea menor y del orden de los 200 m.

1.8 CARBONIFERO INFERIOR (H_{12}^A , H_{Cg12}^A)

Es el tramo que ocupa la mayor parte de la Hoja, descansa directamente en discordancia erosiva sobre el Devónico Medio.

Se trata de una serie alternante formada por pizarras, metaareniscas, metagrauwackas y metalitarcosas que presentan ligero metamorfismo regional, y en la proximidades del granito de Santa Elena también metamorfismo de contacto.

En las zonas en que la distinta competencia de los materiales es manifiesta, se distingue perfectamente la estratificación, siendo, por el contrario, muy laboriosa su búsqueda en los puntos en que abunda el material pizarroso, manifestándose entonces por un leve fajeado originado por los cambios de composición del medio durante la deposición.

Hacia la base de este Carbonífero se distingue una serie de niveles conglomeráticos que lateralmente pasan a arenisca, de ahí la dificultad de su cartografía, y que 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 cuarzo 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 centímetro. 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. (Véase Hoja de La Carolina.)

Para la datación de estos sedimentos se ha tenido en cuenta la similitud de facies con el Carbonífero de la Hoja de Córdoba, cuya fauna permitió datar como Viseiense Medio-Superior, así como la fauna encontrada en una serie de muestras tomadas al lado del Cortijo de la Alcolehuela y al sur del Cerro San Pablo, y que han proporcionado la siguiente fauna: *Naiadites* (?) sp.; *Carbonicola* (?) sp.; *Nemistium* sp. (?); *Aulopara* sp. (?); *Orthis* sp. (?), y *Pseudoleptaena Distorta* (?), SOWERBY.

Por lo que se le atribuye una posible edad Viseiense.

En cuanto a la potencia de estos materiales, debido a su gran extensión dentro de la Hoja, puede hacer pensar que la potencia de este Carbonífero es importante. Sin embargo, como puede observarse en el apartado de Tectónica, se pone de manifiesto una estructura que no es sino una sucesión ininterrumpida de pliegues de pequeña amplitud, motivo por el que aparentemente se puede pensar en una elevada potencia, cuando en realidad es relativamente pequeña (300-400 m.).

A diferencia de la vecina Hoja de La Carolina (19-35), en que se encuentran abundantes diques (diabasas, aplitas, pórfidos graníticos), en ésta sólo se han hallado un dique de albitita y dos diques de poca extensión de diabasas alteradas y cuya descripción se hace en el apartado de Petrografía.

1.9 TRIAS

Desde la discordancia sobre el Paleozoico, erosiva y angular, hasta los niveles carbonatados que atribuimos al Lías, se desarrolla una serie roja con espesor aproximado a los 350 m., que corresponde a la llamada formación Chiclana de Segura, definida en 1969 por LOPEZ-GARRIDO, A. C.

Esta serie roja, que presenta tres tramos francamente constantes, representa un indudable problema cronoestratigráfico, y sólo en función de sus litofacies, prácticamente constantes en el área peninsular, y por sus relaciones laterales con la también formación Hornos-Siles de LOPEZ-GARRIDO, puede ser atribuida al Trías germánico.

Sin duda alguna, debido a un doble proceso de biselamiento erosivo-sedimentario, la formación Chiclana de Segura desaparece rápidamente en dirección de la Meseta, quedando tan sólo restos del delgado nivel conglomerático de base y un recubrimiento tenue del tramo detrítico intermedio. La cartografía realizada diferencia los tres conjuntos indicados, que pasamos a describir detalladamente:

1.9.1 Facies gruesas de base (T_{61}^{cg})

Con espesor medio de 10-15 m., la formación Chiclana de Segura empieza constantemente por una alternancia de microconglomerados y areniscas gruesas (ruditas), que mantienen dos o tres pasadas arcillosas muy delgadas.

En detalle, el paquete se apoya casi constantemente sobre una costra fuertemente limonítica que engloba numerosos granos de cuarzo y feldespato totalmente angulosos. Este nivel, que puede ser, sin mucho prejuicio, asimilado a un paleosuelo, rellena y recubre en primera instancia las discontinuidades del zócalo pizarroso y puede llegar a alcanzar más de 1 m. de espesor.

Casi constantemente y sin discontinuidad apreciable, el aporte detrítico grueso se hace patente progresivamente y se alcanzan los tamaños más gruesos (> 5 cm.) de toda la serie roja. La naturaleza de los cantos es fundamentalmente cuarcítica, aunque los cantos de pizarra no desaparecen nunca, siendo además bastante angulosos. Podríamos, pues, atribuir a un medio de transporte muy enérgico, pero no excesivamente largo, el depósito de estas litofacies gruesas.

No se observan nunca estratificaciones cruzadas y el nivel puede presentarse excesivamente cementado, al parecer por procesos de recristalización secundaria, a causa de circulación de agua hidrotermal, como totalmente suelto, a modo de extensos guijarrales en una matriz arcillosa parda. La primera circunstancia es frecuente cuando se encuentra sobre el

granito o en la proximidad de fracturas, y la segunda, cuando se dispone sobre el Carbonífero.

1.9.2 Facies arcillo-arenosas (T_{G1} y T_{G1}^C)

Sobre el tramo inicial grueso y con un límite cartográfico algo ambiguo, se desarrolla un potente conjunto de 250 a 280 m., constituido esencialmente por arcillas rojas que presentan primero débiles y aisladas intercalaciones de areniscas (arenita y lutita), que hacia el techo constituyen sobre más de 50 m. de serie la única litología.

Los tramos arenosos constituyen, sin duda alguna, grandes lentejones que en ocasiones pueden alcanzar una buena continuidad lateral, como el que constituye el techo del tramo; no obstante, esta irregular distribución de los cuerpos arenosos dentro de la serie arcillosa, parece posible afirmar que la densidad y continuidad de los mismos es más patente en dirección norte, lo que podría representar un acercamiento rápido hacia los bordes de cuenca del Triás sobre la Meseta.

La constitución mineralógica de las areniscas sorprende por el elevado contenido en feldespatos (hasta un 40 por 100) y de fragmentos pizarrosos (10-15 por 100), siendo el resto de elementos silíceos. Estos datos reflejan que el sedimento no puede considerarse muy maduro y que pueden definirse como grauwackas en su mayoría.

En ocasiones los bancos de arenisca y arena presentan, junto a la frecuente estratificación cruzada, tramos de arenas limpias y bien seleccionadas con estratificación inclinada, separadas de un nuevo tramo por una débil superficie de erosión. La secuencia se completa en detalle con hojas arcillosas y delgadas láminas de arena que forman un conjunto frecuentemente anastomosado que en el techo, casi constantemente ocupado por una lámina arcillosa, deja ver «ripple-mark» milimétricos que apenas introducen deformación en las laminillas arcillosas.

Estos criterios estructurales que recuerdan mucho a las «facies» de «point-bar» y «flood-plain», típicas de cursos fluviales meandriformes, parecen evocar que parte de la formación debe su génesis a un medio fluvial, extremadamente divagante bajo condiciones climáticas y de transporte que permitiesen la presencia constante y abundante de feldespatos.

En general, los contactos del muro de los cuerpos arenosos son siempre erosivos, y dentro de ellos existen numerosas superficies erosivas que se hacen bien patentes cuando el ciclo detrítico se completa con el depósito de láminas arcillosas intermedias.

Hacia el techo del conjunto arcilla-arena aparece reflejado en la cartografía un nivel calcáreo constituido por un barro dolomítico amarillento que lateralmente pasa a formar dos nivelillos de una micrita dolomítica de

30-40 cm. de potencia. Este único testigo de sedimentación química —carbonatada— dentro del conjunto de la formación Chiclana de Segura, puede corresponder a un depósito lacustre dejado en un meandro abandonado y que anunciaría tímidamente las nuevas condiciones sedimentarias de un medio más estable (tipo sebkra), falto de aportes detríticos intensos, donde charcas o lagunas, quizá esporádicamente comunicadas con el mar, permitiesen el depósito de las evaporitas que coronan la formación.

1.9.3 Facies evaporíticas (T₀₃)

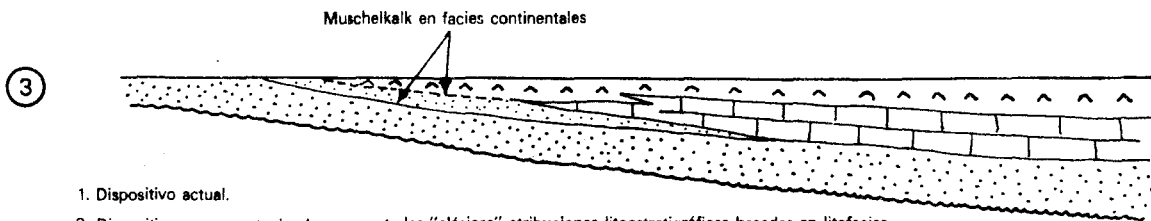
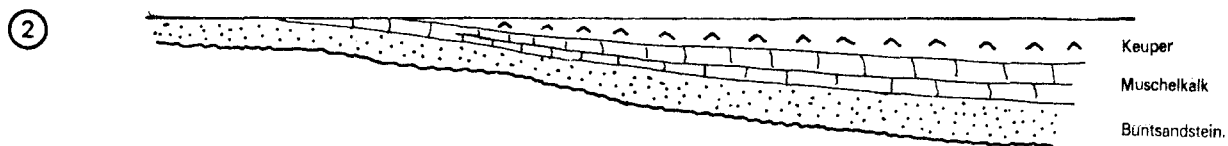
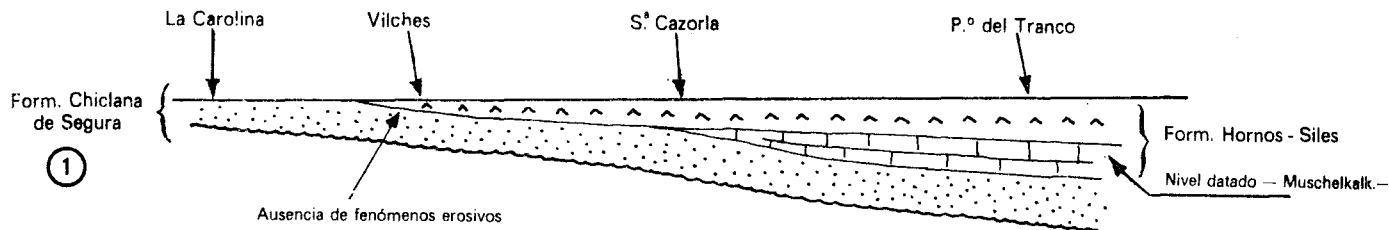
Constituyen los últimos 60-70 m. de la serie roja y yacen invariablemente bajo los niveles dolomíticos del Jurásico.

Se identifican fácilmente por presentar coloraciones generalmente verdosas a grises, que provienen de numerosos niveles arcillosos que separan los delgados nivelillos de yeso.

En conjunto son difícilmente observables, dado que soportan las tierras de labor y existen muy pocas explotaciones o canteras de yeso. No obstante, pueden descubrirse como una fina alternancia de bandas arcillosas y yesíferas (10 cm.) que hacia el centro del paquete presentan la máxima proporción de yesos, difuminándose éstos progresivamente y en favor de las arcillas hacia techo y muro.

Aunque el tramo puede seguirse por todo el techo de la formación Chiclana de Segura, sus características varían considerablemente de unos a otros enclaves. En general, en los cerros de Vilches y Arquillos se presentan las máximas concentraciones de yeso, pasando, gradualmente y en dirección NE., a estar éstos escasamente representados dentro de una matriz arcillo-arenosa en la cuesta de Navas de San Juan-Santisteban del Puerto, hasta el punto de encontrar en el borde este de la Hoja la serie evaporítica reducida a dos o tres niveles de yeso (5-10 cm.) y gruesos cristales dentro del conjunto arcilloso.

Como muestra la lámina 1, el problema cronoestratigráfico de la formación Chiclana de Segura puede atacarse sólo hipotéticamente, pero de un modo razonable, analizando las relaciones con la también triásica formación Hornos-Siles que presenta lentejones calcáreos con fauna datada como Muschelkalk. En efecto, el dispositivo actual, admitiendo la correlación litológica del paquete evaporítico que corona ambas formaciones, obliga a pensar que tras el breve impulso transgresivo del Muschelkalk, las evaporíticas, que en la formación Hornos-Siles representan el fin del ciclo sedimentario triásico (regresión final), no pueden ir más allá de las antiguas líneas de costa del Muschelkalk, como podría hacernos pensar la no existencia de depósitos de cualquier tipo (carbonatados o no), pero cronológicamente del Muschelkalk, en la serie de la formación Chiclana de Segura.



1. Dispositivo actual.
2. Dispositivo a esperar teniendo en cuenta las "clásicas" atribuciones litoestratigráficas basadas en litofacies.
3. Dispositivo litocronoestratigráfico posible.

Es, pues, muy razonable admitir que hacia los bordes de la cuenca (formación Chiclana de Segura) la transgresión del Muschelkalk se hizo sentir de alguna manera: estabilización del medio, charcas, etc., que, no faltas totalmente de aportes detríticos, representan un equivalente lateral de las intercalaciones marinas visibles más al sur de la línea de articulación de la plataforma triásica (Hornos-Siles).

Bajo este punto de vista, no es muy duro admitir que Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper se encuentren representados en la formación Chiclana de Segura y que la convergencia de facies, impuesta por una paleogeografía extrema, impide encontrar límites al menos litológicos, que intuyan al menos cambios patentes del medio sedimentario.

1.10 LIAS (J₁)

Entre el techo de las facies evaporíticas del Triás y a la base de la discordancia tortoniense, se encuentran representados los iniciales 30 m. de la llamada Unidad Beas de Segura en 1971 por LOPEZ-GARRIDO, A. C.

Sin discontinuidad aparente, ni erosiva, ni angular, sobre las arcillas yesíferas del Triás aparecen unos metros de finas y bien estratificadas micritas dolomíticas que, cuando la dolomitización no es total, dejan ver finos fondos calcareníticos intraesparíticos y micríticos. En el ángulo SE. de la Hoja, la serie se completa con la aparición de marcas dolomíticas y arcillas (10-15 m.), difíciles de observar bajo el suelo de las margas neógenas.

En contadas ocasiones (Cerro del Jarabancil), la base dolomítica presenta un aspecto bréchico y los finos fondos calcareníticos, con Coprolitos, Ostrácodos y Algas recristalizadas presentan, en la superficie de los bancos, pequeños «ripple-mark» que parecen producto del viento más que corrientes infralitorales.

Este nuevo problema cronoestratigráfico, representado por la poco expresiva y difícilmente observable microfauna, sólo puede parcialmente reducirse utilizando los datos regionales aportados por GARRIDO, L., MIR, J., LINARES, L., RODRIGUEZ, T., datos inéditos de S.E.P.E. y nuestras propias observaciones, realizadas fundamentalmente en la vecina Hoja de Villacarrillo.

En efecto, partiendo de la continuidad visible de estos niveles carbonatados con los que en las colindantes Hojas de Villacarrillo y Beas marcan el muro de la formación Beas de Segura, es posible atribuirles la edad de dicha formación, que casi en su totalidad corresponde al Lías.

La correlación de la formación Beas de Segura, situada entre las Chiclana-Hornos Siles y Chorro (atribuida al Dogger), puede realizarse a través de los cortes litoestratigráficos ubicados en la lámina 2, desprendiéndose de ella una hipótesis paleogeográfica sugestiva que puede resumirse en:

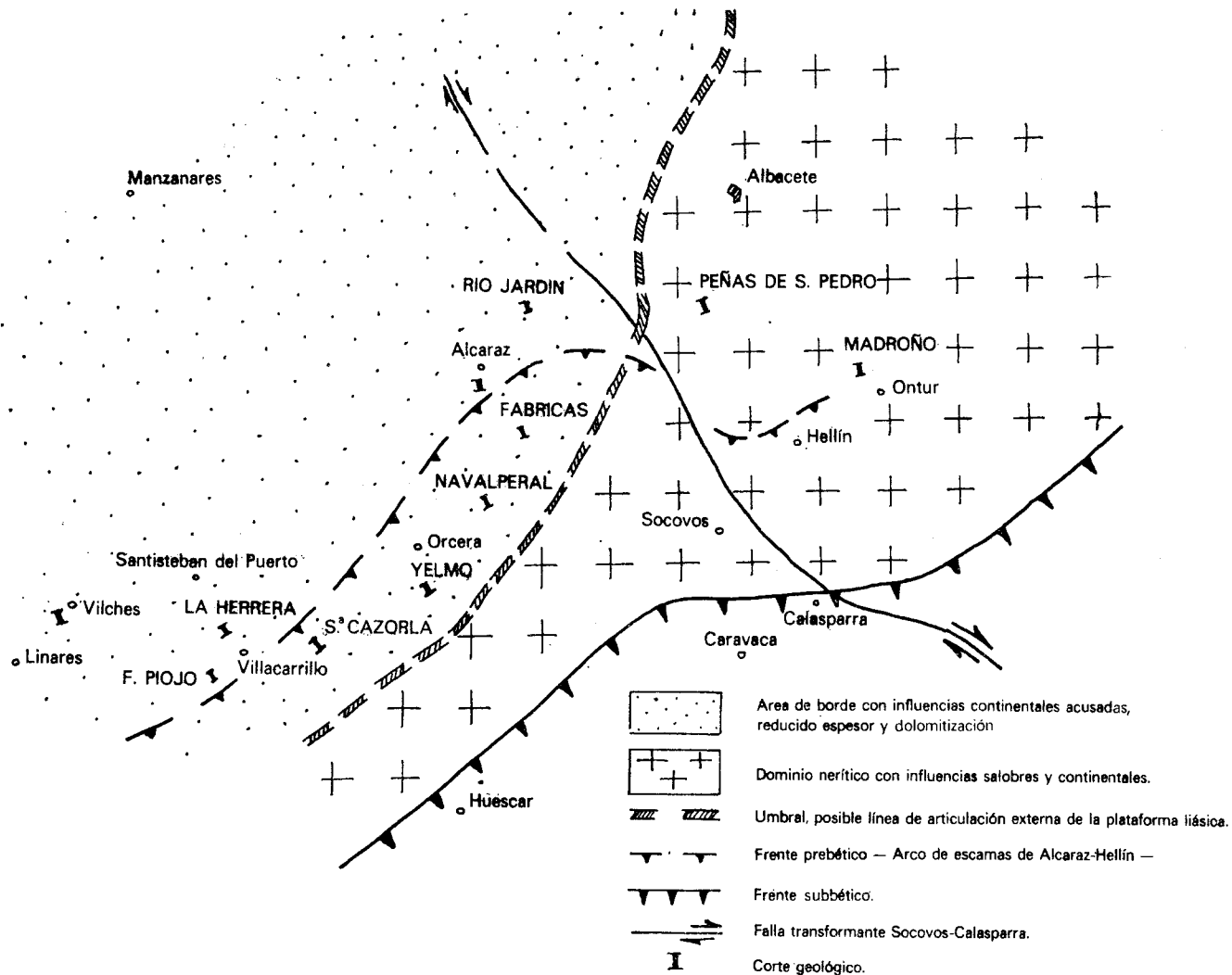


Lámina 2.—Escala 1:1.500.000.

Las series externas del Lías, depositadas prácticamente sobre la Meseta, estarían depositadas en un medio cerrado que, al menos ocasionalmente, estuviese incomunicado con el mar abierto (tendencias salobres, lacustres y continentales de la formación Beas de Segura); el paso a las facies más marinas del Prebético Externo (formaciones Carretas, Madroño y Colleras) se realizaría por el intermedio de una flexuración o umbral que parece jugar durante todo el Mesozoico y que a *grosso modo* fue débilmente rebasado por el Dogger (formación Chorro) o acentuó el biselamiento erosivo del mismo por las facies Weald que lo aureolan.

1.11 MIOCENO

Apoyado generalmente sobre la serie jurásica y definiendo una patente discordancia erosiva, pero no angular, los sedimentos pertenecientes al Neógeno del Guadalquivir alcanzan el área en la actualidad de un modo muy somero, pero la posición de algunos de sus afloramientos, en particular el de Navas de San Juan, permiten suponer que la progresión del Neógeno debió alcanzar al menos hasta las fuertes estribaciones de Sierra Morena.

Aunque difícilmente separables en cartografía por el intenso desarrollo de las tierras de labor y los fenómenos de soliflucción, hemos distinguido dos litofacies que corresponden casi exactamente a dos cronologías distintas.

1.11.1 Tortoniense Superior-Andaluciense (T_{11-12}^{Bc3-Bc})

Corresponde a las facies típicamente transgresivas que sufren una migración en el tiempo a través de la Depresión del Guadalquivir, siendo progresivamente más jóvenes en dirección NE.

Constituido constantemente por conglomerados y microconglomerados heterométricos y bien rodados, con un acusado poligenismo en la naturaleza y procedencia de los cantos. Progresivamente los elementos gruesos ceden el paso a la matriz arenosa y alcanzamos areniscas silíceas con cemento carbonatado y tamaño de rudita y arenita. Esporádica y ocasionalmente presentan calizas bioclásticas con escasos granos de cuarzo e intercalaciones margosas que permiten datar el nivel por su riqueza en microfaunas planctónicas.

Asociada a los niveles detríticos o carbonatados, aparece una microfauna compuesta por: *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., Algas coralíneas, Briozoos, restos de Moluscos y Globigerínidos.

En los primeros metros de la serie margosa y superior y en los propios interbankos margosos se han determinado: *Globorotalia acostaensis*, *G. merotumida*, *G. conomiozea*, *G. menardii*, *G. miocenica*, *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides bollii*, *G. amplus* y *G. quadrilobatus*, asociación que nos sitúa en la zona de *Globorotalia menardii miocenica* del Tortoniense Superior.

Es muy constante la existencia en el techo de este conjunto, que raramente alcanza los 15 m. de potencia, de una intensa coloración negra en los campos cultivados, teñido que procede de una capa con 20 cm. de espesor, constituida por una caliza de agua dulce asociada a nivelillos de turba o con restos carbonosos muy frecuentes.

Esta capa negra marca prácticamente el límite Tortoniense Superior-Andaluciense y su significación escapa momentáneamente a cualquier interpretación por falta precisa de muestreo, ya que no hemos conseguido encontrar un solo lugar donde éste pueda realizarse sin temor a la contaminación provocada por el laboreo de las tierras.

1.11.2 Andaluciense (T₁₂Bc)

Con espesor máximo visible próximo a los 40 m. encontramos la base del potente (300 m.) complejo margoso que ocupa la alta Depresión del Guadalquivir y Lomas de Ubeda.

Representado por margas amarillentas a grises, en ocasiones muy hojosas, esquistosas y siltosas. Los levigados muestran un cortejo microfaunístico típico del Andaluciense Inferior, zona con formas ancestrales de *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia praemargaritae*, *G. humerosa*, *G. miocenica*, *G. plesiotumida*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina dutertrei* y *Orthomorphina tenuicostata*.

La sedimentación, con abundancia de organismos planctónicos, parece propia de un medio nerítico de plataforma abierta y libre completamente a las llegadas de microfauna planctónica.

1.12 CUATERNARIO (QT₂, QT₁, QG, QAI)

Los depósitos cuaternarios presentan una reducida extensión y espesor, siendo por el contrario bastante expresivos al menos desde el punto de vista morfológico y de evolución.

Son atribuibles al Cuaternario antiguo los dos niveles de terrazas observados en las márgenes del pantano del Guadalén.

Las terrazas son litológicamente muy semejantes, por lo que su identificación básicamente está apoyada en las diferencias de altitud sobre el nivel del pantano y no del río. Dentro de las mismas características de constitución, elementos bien rodados, con naturaleza de cuarcita, pizarra y arenisca roja escasa, la terraza más alta parece presentar una mayor proporción de limos rojos y una mayor compactación o cementación de los elementos.

Es de destacar que en el curso alto de los ríos Guarrizas y Guadalén aparecen pequeños retazos de una terraza más baja, que han sido incluidos en cartografía, por su pequeñísima extensión, en los depósitos aluviales recientes.

Consideramos de esta misma edad los depósitos actuales y lecho de inundación de los ríos y arroyos que han sido incluidos junto a la ya citada terraza baja y a ciertos limos grises que se concentran en las pequeñas áreas de evacuación difícil.

Los glaciares representados están constituidos por 30-40 cm. de gravas angulosas, parcialmente cementadas, y que han sido profundamente disecados por las cárcavas de erosión con circulación actual y cuya disposición es paralela a los sedimentos que fosiliza, llegando en algunas zonas a parecer enrasar con la terraza media.

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.

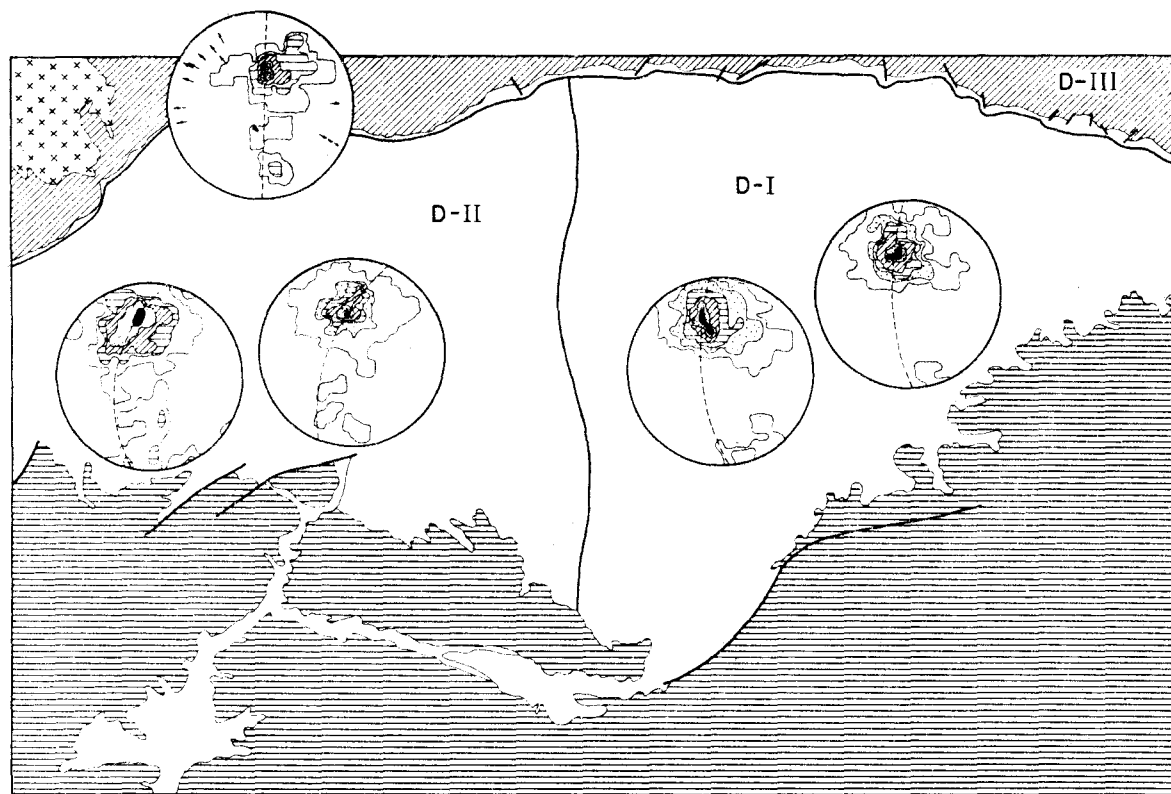
Este primer movimiento tectónico (F_1) originó, por tanto, pliegues de eje B_{s1}^{s2} cercanos a la horizontalidad, de dirección prácticamente E-O. y una pizarrosidad longitudinal sensiblemente paralela a la superficie axial de estos pliegues, originada al mismo tiempo que ellos.

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., casi se podría decir N-S. y «pinchan» de forma más acusada.

Este segundo movimiento tectónico ha originado pliegues transversos de eje B_{s1}^{s3} . 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_{s2}^{s4} . 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.

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 Hercí-



LEYENDA

 PIZARRAS + CUARCITAS
 PIZARRAS + ARENISCAS

 SECUNDARIO + TERCIARIO
 GRANITO

Figura 1

nica 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.

2.1 GEOMETRIA DEL DOMINIO I (CARBONIFERO DEL E.)

En el diagrama 1 se han proyectado 252 polos de S_1 que definen un eje β hundiéndose 14° al E. y de dirección N. 84° E. representando el eje estadístico del primer plegamiento (F_1).

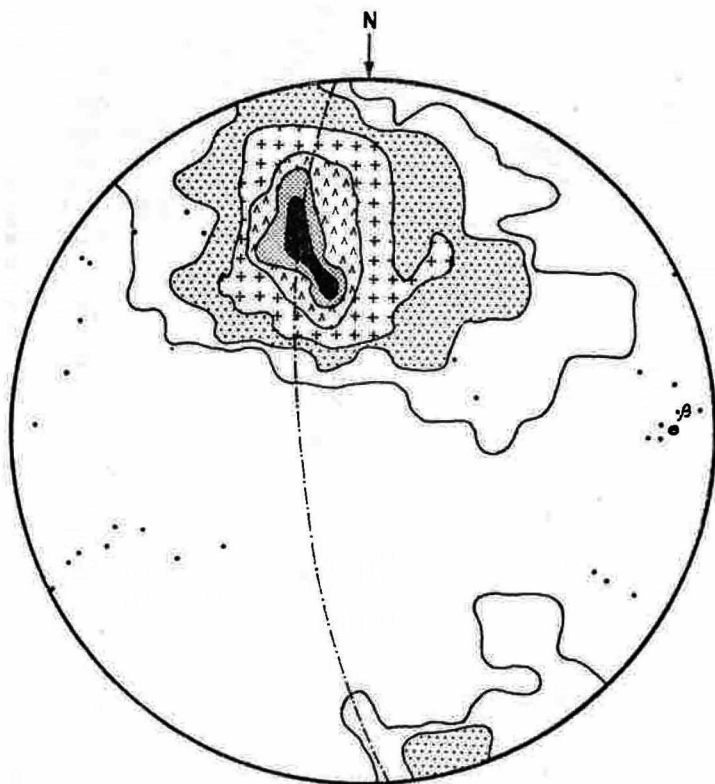


Diagrama 1.—252 polos S_1 (contornos 1, 2...3, 4...6, 7...8, 9, $\geq 10\%$) y 29 L_1 del Carbonífero de la zona E.

Se muestra un máximo (≥ 10 por 100) de dirección N. 70° E. y buzando 45° al S.

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 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 29 ejes medidos que deberían hundirse hacia el E. invariablemente si el plegamiento fuera cilíndrico, y en cambio, unas veces lo hacen hacia el O. y otras al E. La casi coincidencia entre el eje β y la mayoría de los 294

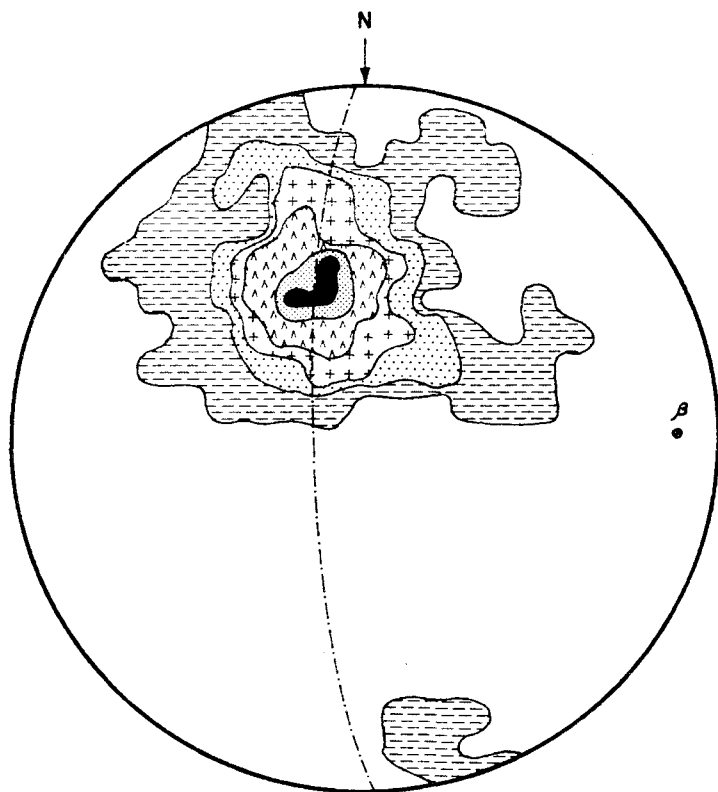


Diagrama 2.—115 polos S_2 (contornos 1 y 2, 3 y 4, 5...8, 9...16, 17...19 %, ≥ 20 %) del Carbonífero de la zona E.

indica que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la fase F_1 .

En el diagrama 2 se han proyectado 115 polos de S_2 , de este dominio, mostrando un máximo (igual o superior al 20 por 100) en posición N. 71° E. y con un buzamiento de 35° al S. La distribución de las superficies cozonales no es asimétrica y muestra dispersión. 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 β_{s_2} , ya que en nuestro caso y debido a que los S_2 son los planos axiales de los pliegues de una anterior superficie S_1 , debe coincidir con el eje $\beta_{S_1} = \beta_{s_1}^{s_2}$ (según TURNER y WEISS, 1963). Este β_{S_2} tiene una dirección N. 89° E. y «pincha» 12° al E.

En el diagrama 3 se han proyectado doce ejes correspondientes al se-

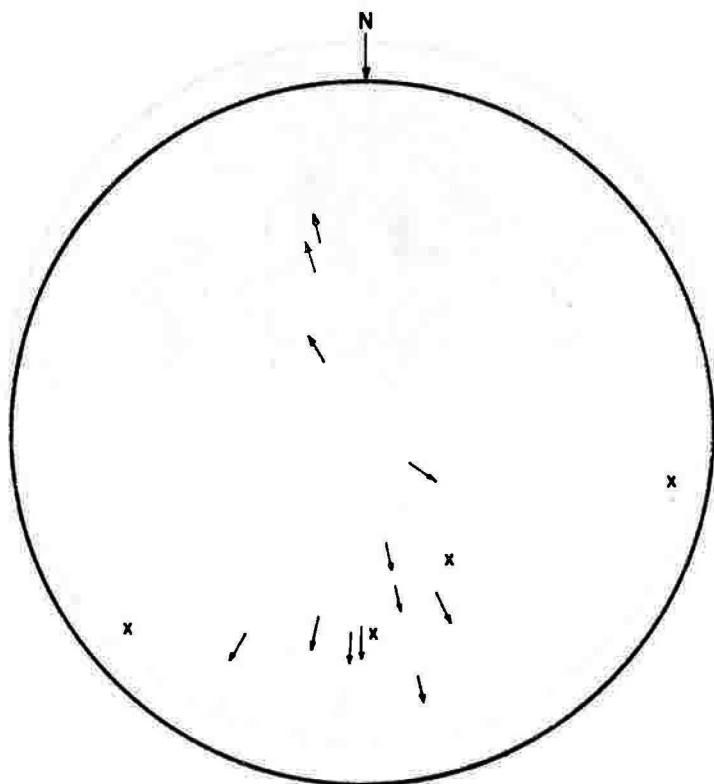


Diagrama 3.—12 $L_2 = \leftarrow$ y 4 $L_3 = X$ del Carbonífero de la zona E.

gundo esfuerzo (F_2) y cuatro 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 área. Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría triclinica que nos indica la acción de la segunda deformación.

2.2 GEOMETRÍA DEL DOMINIO II (CARBONIFERO INFERIOR DEL O.)

En el diagrama 4, los 242 polos de S_1 nos definen un eje de dirección N. 76° O. y pinchando 30° al E. La mayoría de los S_1 , con un máximo mayor

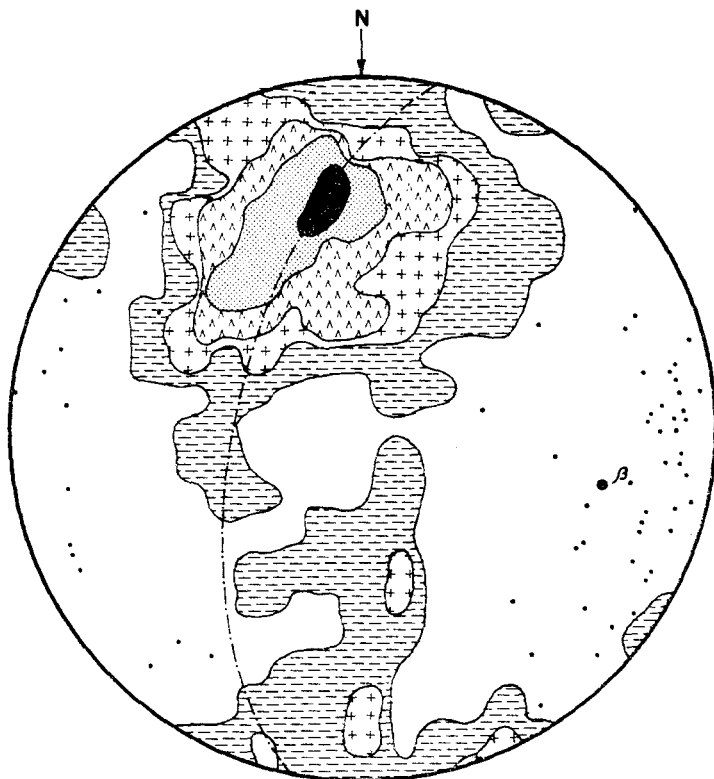


Diagrama 4.—242 polos S_1 (contornos 1, 2, 3...5, 6...8, $\geq 9\%$) y 62 L_1 del Carbonífero de la zona O.

o igual a 9 por 100, corresponden a un rumbo N. 82° E. y 55° S. de buzamiento.

Los 62 L_1 medidos parecen disponerse muy 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 114 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. 72° O. y pinchando 20° al E.; la simetría del diagrama es triclinica con un máximo igual o mayor de 13 por 100 con un rumbo N. 76° E. y 35° S. de buzamiento.

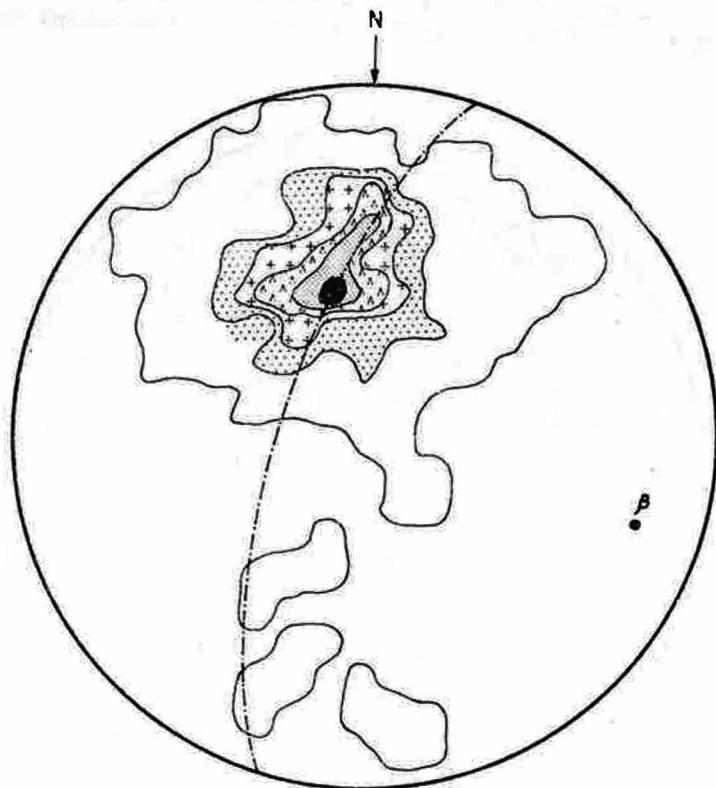


Diagrama 5.—114 polos S_2 (contornos 1...4, 5...7, 8...9, 10...11, 12, ≥ 13 %) del Carbonífero de la zona O.

En el diagrama 6 se han proyectado 16 L_2 , que nos definen como orientación entre N-S. y N. 10-15 al E., $4L_3$ y $3S_3$ (plano de esquistosidad de la segunda deformación).

De la observación de estos diagramas se ve claramente la influencia de la segunda fase (F_2) que provoca dispersión en los L_1 y ocasiona el que unos pinchen hacia el E. y otros hacia el O.

Los L_1 , aunque no exactamente, están comprendidos en un círculo máximo cuyo polo (según WEISS, 1959; RAMSAY, 1960) coincide con el eje de la segunda deformación. Ambos autores apuntan para este segundo plegamiento un estilo tipo similar o «Shear Folding».

Los pliegues de este dominio son pliegues volcados con vergencia N.

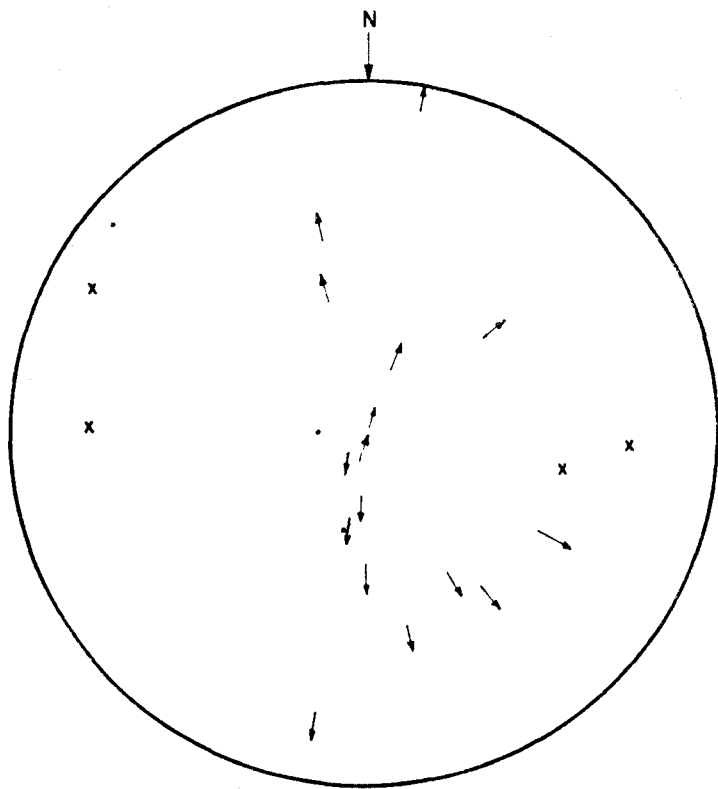


Diagrama 6.—16 $L_2 = \leftarrow$, 4 $L_3 = X$ y 3 $S_3 =$.

2.3 GEOMETRIA DEL DOMINIO III (INFRACARBONIFERO)

En el diagrama 7, los 35 polos de S_1 (escasos para ser estadísticamente representativos) muestran un máximo (mayor o igual de 12 por 100) de dirección N. 85° O. y buzando 30° al S.

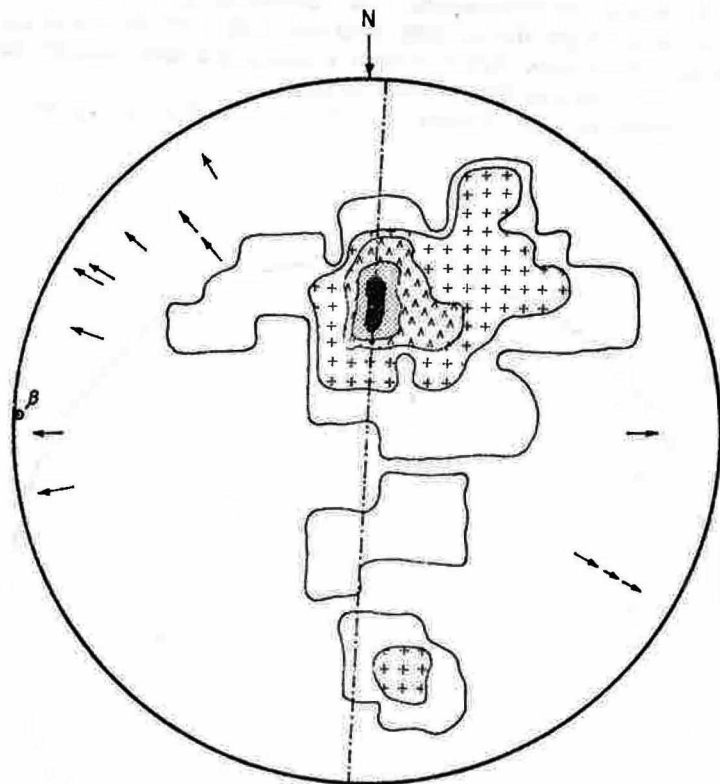


Diagrama 7.—35 polos S_1 (contornos 1...4, 3...5, 6...9, 10...11, $\geq 12\%$) y 13 L_1 del Infracarbonífero.

El eje βS_1 definido tiene un rumbo N. 87° O. y es horizontal, siendo próximo a los 13 L_1 medidos en campo, aunque vemos, al igual que en los anteriores dominios, cierta dispersión de estos L_1 motivada por la segunda fase tectónica (F_2).

La fábrica megascópica parece tener simetría triclinica; indudablemente no es un plegamiento cilíndrico. El estilo es de pliegues volcados con vergencia N. y flancos con buzamientos intermedios.

En el diagrama 8 se han proyectado dos polos S_2 y $2L_3$.

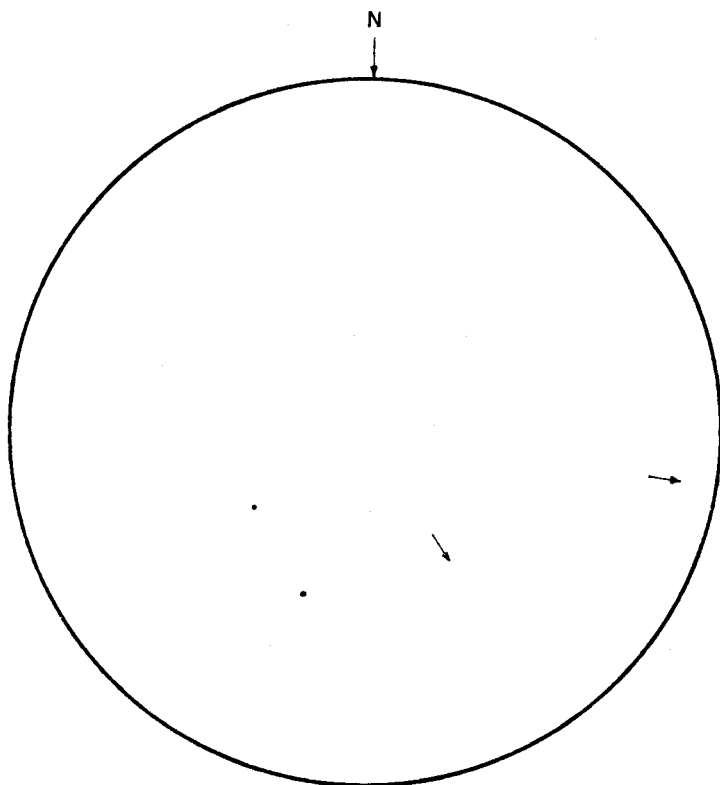


Diagrama 8.— $\bullet = S_2$ y $\rightarrow = L_3$ del Infracarbonífero.

2.4 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, 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_{s1}^{s2} de orientación inicial ONO. y de plano axial S_2 con dirección ONO-ESE., y el segundo plegamiento de eje B_{s1}^{s3} con plano axial, muy próximo al N-S.

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

2.5 PLEGAMIENTO DE LOS MATERIALES POSPALEOZOICOS

Dos grandes unidades tectónicas clásicas en la España meridional aparecen representadas en el mapa: las mesozoicas, que apoyadas sobre su borde, reaccionaron durante la orogenia alpina en un estilo clásico semitabular, donde sólo fallas y suaves flexiones son reconocidas.

Este estilo estructural aureola y bordea los afloramientos paleozoicos en una banda no muy ancha —20 a 25 Km.—, pues rápidamente y en dirección sur la tabla estructural comienza progresivamente a complicarse en agudos pliegues, fallas inversas y escamas que se apilan progresivamente sobre el país tabular.

Queda pues claro que incluso el Andaluciense es anteorogénico en su mayor parte y que el estilo de los bordes responde seguramente a dos hechos básicos:

- 1) Rigidez y proximidad del zócalo.
- 2) Débil espesor de la cobertera pospaleozoica.

En efecto, al sur de la discutida línea tectónica del Guadalquivir (difícil de reconocer en el alto valle), donde el zócalo es más profundo y el recubrimiento considerable, la Depresión del Guadalquivir muestra su verdadera complejidad estructural, y cómo progresivamente se pasa de uno a otro estilo. Esta progresiva y continua acentuación parece indicar que el accidente del Guadalquivir no es neto y tajante, sino que el hundimiento o flexuración de la Meseta bajo la depresión se realizaría de un modo escalonado en una banda más o menos estrecha.

Fuera ya del contexto tectónico regional, ciñéndonos a este dominio externo de la cobertera pospaleozoica, podemos analizar brevemente este dominio estructural y algunos fenómenos locales.

La dirección alpina NE-SO. aparece claramente representada, tanto por las líneas de fractura como por la distribución espacial de sedimentos que en parte aquéllas condicionan: borde jurásico y miocénico condicionado prácticamente por las flexiones-falla que corren paralelamente a ellos.

Las fallas, salvo las pequeñas de compensación, se caracterizan por un largo recorrido, pequeño salto (100 m.) y por presentar sistemáticamente el compartimiento hundido hacia el Sur.

Estas fallas afectan indistintamente a la cobertera y al zócalo prealpino, y muy posiblemente la fractura que limita los afloramientos miocénicos corresponda a la respuesta en la cobertera de una profunda ligeramente desplazada en dirección norte.

Por otra parte, es posible adjudicar a esta tectónica de fracturación el papel de generadora de las suaves estructuras de plegamiento observadas:

1) El Sinclinal de los Cerros de Vilches corresponde a una suave deformación provocada por el basculamiento de un panel que se extendería desde Arquillos hasta las fracturas que limitan los afloramientos triásicos y el propio arrastre de las mencionadas fallas.

2) El Anticlinal de Arquillos corresponde al desvanecimiento de la flexura-falla que lo continúa en dirección NE.

Esta flexura o rodilla y la que limita los afloramientos miocénicos de la esquina SE. del mapa deben su génesis fundamentalmente al arrastre de una falla que afecta al zócalo. Son la respuesta de la cobertera plástica ante el escalón profundo y pueden representar una imagen a pequeña escala de las relaciones zócalo-cobertera en la línea del Guadalquivir.

Parece, pues, evidente que en los bordes de la Meseta es aún este viejo macizo rígido el que rige, con su nueva movilización alpina, las deformaciones en la delgada cobertera. Sólo cuando aumentan la profundidad del mismo y el espesor de los sedimentos alpinos, es posible hablar de dos niveles tectónicos: uno profundo desconocido y otro complejo de desgaste en superficie.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos precarboníferos ocupan toda la parte N. de la Hoja desde el O. 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 es el tramo más representado en esta Hoja de los materiales infracarboníferos. Limita por el N. el mar carbonífero. El contacto entre este Devónico Medio y el Silúrico es normal y no presenta discordancia angular, aunque hay un tramo de la serie que falta y, por tanto, se interpreta como un hiatus sedimentario.

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).

Inmediatamente a techo de estos materiales givetienses-eiffelienses aparecen capas datadas como pertenecientes al Viseliense y separados de aquéllos por un conglomerado poligénico. Falta, por tanto, todo el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior. Hay dos posibles interpretaciones:

a) Emersión al final del Eiffeliense causada por la fase Devónica Media y, por tanto, provoca una falta de sedimentación (hiatus sedimentario).

b) Movimientos en la fase Bretónica o Sélkica y posterior erosión del Devónico Superior al estar emergido.

No hay datos para poder saber cuál de las dos interpretaciones es la correcta. Por tanto, la naturaleza del contacto Devónico-Carbonífero es una discordancia erosiva, manifiesta a escala cartográfica.

En 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 preastórico. 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 Viselense, 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 una vez 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»-«Cleavage»). S_4 es el plano axial de esos pliegues en V y su intersección con S_2 ocasiona una lineación B_{S2}^{S4} 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 sobre efectos tenues de milonitización causados por fracturación posterior, por lo que hace pensar que el emplazamiento de estas rocas que afloran en dos puntos de la Hoja (granito de Santa Elena y zona SE. de la Hoja) corresponden a las últimas etapas de la orogenia Hercínica.

Los escasos diques que acompañan a esta intrusión granítica ocuparon su emplazamiento con posterioridad a favor de fracturas longitudinales de tensión que coinciden sensiblemente con la dirección y buzamiento de la pizarrosidad longitudinal S_2 .

A partir del Carbonífero y dentro todavía del movimiento Hercínico, se produjo la emersión de todos los materiales, que a partir de entonces fueron sometidos a erosión como país rígido.

Estructurado y arrasado el edificio paleozoico, el ciclo mesozoico comienza con la llegada de aportes detríticos gruesos que fosilizan la penillanura finihercínica y nos muestran hoy una discordancia mayor o de primer orden.

La sedimentación, eminentemente continental durante todo el Trías, parece iniciarse sobre un paleosuelo o costra ferruginosa, primero con un medio torrencial de alta energía y progresivamente atraviesa fases de llanura aluvial donde la erosión lineal quedase reducida a un mínimo en función de la erosión lateral. Este régimen fluvial mantendría esporádicamente condiciones de transporte rápido que permitiesen el depósito de los inmaduros niveles detríticos, y no queda exceptuada sólo la proximidad de un mar epinerítico, sino incluso las comunicaciones con él y, por consiguiente, la génesis mixta o de dominio frontera (albufera, llanura deltaica) de ciertas litofacies.

La transgresión general del Muschelkalk no se deja sentir con la evidencia de depósitos marinos, pero es posible que a ella responda la franca estabilización del medio que indican las facies de evaporitas y pequeños lentejones calcáreos presentes en el techo de la formación Chiclana de Segura, que, por otra parte, cierran el ciclo sedimentario triásico.

Parece evidente, dada la situación de algunos afloramientos (Cerros de Vilches), que tanto las facies rojas como las bases dolomíticas de la formación Beas de Segura, testigo del nuevo ciclo jurásico, progresaron hacia la Meseta bastante más lejos de la actual línea de afloramientos que corresponde en realidad a un bisel erosivo provocado por una larga pausa sedimentaria.

Si estas lejanas, por el Norte, «líneas de costa» pueden ser intuitas, también es cierto que depósitos francamente marinos no parecen posibles hasta la llegada del ciclo mioceno. Todo parece indicar que tan sólo el Jurásico Inferior rebasó la actual línea del Guadalquivir y que el medio sedimentario impuesto era aún sometido a palpables influencias continentales.

Con la diferenciación de medios sedimentarios ocurrida en general inicialmente en el Dogger. La cuenca báltica acentúa su desplazamiento al Sur y los sedimentos mesozoicos y paleógenos no alcanzan a los antiguos bordes ocupados por la extensa transgresión del Lías.

Parece evidente que el desplazamiento de los mares neógenos (Mioceno Inferior y Medio) hacia las zonas externas como consecuencia del paroxismo orogénico alpino no llega a alcanzar la alta Depresión del Guadalquivir, y sólo más tardíamente, con la apertura real de depresión, la gran transgresión tortoniense alcanza de nuevo estas áreas límites o externas. La onda transgresiva migra en el tiempo a través de la abierta depresión, y es en parte sinorogénica con los últimos y fuertes movimientos alpinos.

Durante el Cuaternario, la evolución aparece marcada por una intensa fase de rejuvenecimiento epirogénico que provoca en gran parte el profundo encajamiento de los cursos fluviales.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

En contraposición con la Hoja de La Carolina, en la que la minería es relativamente extensa y en actual explotación, sólo existen algunas labores abandonadas de Pb, en los ángulos SO. y NO. del mapa, asociadas directamente a los muy próximos afloramientos graníticos; así como una mina de Fe, también abandonada, en el límite N. de la Hoja, al E. del Cortijo Ligero.

A E. del Cerro del Rastroncil existe una cantera abierta en la Caliza Urbana, para la obtención de mármol, que actualmente se encuentra en explotación.

Existen también esporádicas canteras de yeso, hoy abandonadas, así como explotaciones en las arcillas del Trías que dan un material muy utilizado en cerámica.

Por lo que respecta al granito de Santa Elena, así como al que aflora en la esquina SE. de la Hoja, debido a su acusada disgregación mecánica, no es un material suficientemente resistente como para ser utilizado.

4.2 HIDROGEOLOGIA

El bajo índice de pluviometría y la poca permeabilidad de los materiales se pueden considerar como los factores que condicionan la Hidrogeología de esta zona.

Como ya se ha mencionado, todo el Paleozoico es una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas en tramos de poca potencia que hacen pensar que las posibilidades de que exista un buen acuífero sean mínimas, ya que si bien las pizarras son impermeables y las areniscas permeables, la pequeña potencia de los tramos detríticos desecha la posibilidad de acuíferos.

Por tanto, y en lo que se refiere al Paleozoico, la captación de agua queda reducida a la procedente de fracturas, contactos mecánicos, etc., y que pueden ser explotados por pozos de pocos metros y escaso caudal que en verano se secan normalmente.

Por lo que al granito se refiere, ocurre lo mismo, dada la impermeabilidad del material. De todas formas, debido a la erosión superficial, existen pequeñas captaciones, de tres y cuatro metros de profundidad, que aprovechan el material meteorizado de dicho granito.

En cuanto a los materiales triásicos, se tiene que el Keuper es impermeable y el Buntsandstein de permeabilidad baja, por lo que también los pozos enclavados en el Triás tendrán caudales bajos.

Por lo que respecta al Jurásico y Mioceno, no tienen importancia, debido a su poca potencia.

En resumen, la zona hidrogeológicamente es muy pobre, estando condicionada por los factores mencionados al principio.

5 PETROGRAFIA

5.1 METAMORFISMO REGIONAL

Las transformaciones producidas por este metamorfismo en las rocas sedimentarias son de baja intensidad; están dentro de la facies de los esquistos verdes. Se produce la transformación del material arcilloso en pequeñas láminas de sericita, débil aparición de biotita y el desarrollo de una esquistosidad de fractura con orientación perfecta de los minerales laminares.

Teniendo en cuenta las características mineralógicas y texturales, se agrupan las rocas afectadas por este metamorfismo en: metaconglomerados y metareniscas, pizarras, filitas y cuarcitas.

5.1.1 Metaconglomerados

Presentan textura blastosefítica y esquistosidad de fractura. Como minerales principales: cuarzo, sericita y albita, y como accesorios: moscovita, biotita, clorita, mineral opaco, leucoxeno y esfena. Están formados por gruesos fragmentos líticos de cuarcitas, chert y filitas, otros de menos tamaño de cuarzo y albita y láminas de moscovita y biotita, rodeados por matriz pelítica de escasa recristalización.

5.1.2 Metareniscas

Textura blastosamfítica de grano fino a medio, orientada. Están constituidas por cristales heterométricos subangulosos y subredondeados de cuarzo y más escasos de albita, rodeados y corroídos ligeramente por abundante material micáceo (sericita) en finas láminas orientadas, procedente de la recristalización del material arcilloso, a menudo con impregnación de grafito pulverulento y óxidos de hierro, biotita y clorita formadas por el incremento de temperatura. Como minerales accesorios (en proporción variable de unas rocas a otras): mineral metálico, grafito, óxidos de hierro, turmalina, rutilo, leucoxeno, circón, apatito y esfena.

Dentro del grupo de las metareniscas se puede diferenciar un subgrupo

de metagrauwackas o metalitarcosas, las cuales, además de las características mencionadas anteriormente, en las metareniscas presentan fragmentos de pizarras, chert, cuarcitas y areniscas.

5.1.3 Pizarras

Presentan textura lepidoblástica fina a muy fina, con esquistosidad de fractura. En algunas rocas se observa una segunda esquistosidad perpendicular a la primera que produce micropliegues y crenulación. Están formadas por abundante material micáceo (laminillas de sericita), impregnadas de grafito pulverulento, y a veces de óxidos de hierro; estos dos minerales en ocasiones marcan un bandeo de color por la distinta proporción de unos lechos a otros. Entre las laminillas de sericita se sitúan granos alargados de cuarzo de tamaño de limo. Como minerales accesorios se encuentran pequeñas láminas de biotita y clorita (ambas de neoformación), rutilo, turmalina, circón, esfena y apatito.

5.1.4 Filitas

Mineralógicamente son similares a las pizarras descritas con anterioridad, se distinguen en que el tamaño de las láminas de mica y el grado de cristalinidad de la roca es mayor. La orientación preferente está bastante acentuada (esquistosidad de flujo) y con frecuencia se ve crenulada por una segunda superficie de fractura transversal.

5.1.5 Cuarcitas

Tienen textura granoblástica fina débilmente orientada. Están formadas por un mosaico granoblástico de cristales de cuarzo ligeramente heterométricos, acompañados en algunas muestras de albita y feldespato potásico, entre los que se sitúan intersticialmente laminillas de mica blanca, óxidos de hierro, biotita, clorita y pequeños cristales de turmalina, circón, rutilo, apatito y esfena.

5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

La intrusión de las rocas graníticas en los materiales del Silúrico, Devónico y Carbonífero que habían sido afectados por un metamorfismo regional, produce una serie de transformaciones cuya intensidad depende del volumen de la roca ígnea y de la litología y proximidad de las rocas en las que encaja. Estos efectos térmicos son de bajo grado y están comprendidos en la facies de las corneanas de albita-epidota, produciéndose cristales de andalucita, láminas de biotita y mosqueeo en las zonas más alejadas del contacto.

5.2.1 Pizarras y filitas

Son semejantes mineralógicamente, pero las filitas presentan mayor tamaño de grano. Tienen textura lepidoblástica y es frecuente la existencia de un bandeado, debido a la distribución de los componentes en lechos alternantes (micáceos y cuarzosos). Están formadas por abundante material micáceo (sericita y moscovita) en finas láminas, paralelamente orientadas, impregnadas de grafito pulverulento, más escaso mineral de hierro, intersticialmente pequeños y alargados cristales de cuarzo (escasos en las pizarras y abundantes en las filitas). Como accesorios: mineral opaco, turmalina, rutilo y circón.

5.2.2 Pizarras y filitas mosqueadas

En las zonas alejadas de las rocas ígneas y donde la intensidad de los efectos térmicos es menor, se producen concentraciones más o menos ovoides o irregulares de material criptolaminar que dan lugar al mosqueo, y alrededor de las cuales se ondula la esquistosidad, así como pequeñas e irregulares láminas de biotita.

5.2.3 Pizarras y filitas con andalucita y cloritoide

En las partes próximas a los contactos y con mucha mayor frecuencia y abundancia en las filitas que en las pizarras se forman porfidoblastos de andalucita, en la actualidad sustituidos por laminillas de sericita y en menor proporción caolín, parcialmente en los bordes o bien todo el cristal, aunque se conserva con claridad el contorno rómbico característico.

También por el incremento térmico aparece biotita, en pequeñas láminas más o menos concordantes. Es destacable la presencia de pequeños prismas de cloritoide orientados al azar, o con disposición radial, a veces sustituidos por óxidos de hierro. Suelen encontrarse en rocas del Silúrico y Devónico. Sólo se presenta en rocas con alto contenido de FeO y Al_2O_3 y pobres en K_2O .

5.2.4 Cuarcitas

Las rocas que genéricamente clasificamos como cuarcitas proceden del metamorfismo de los niveles de metareniscas; contienen elevada proporción de cuarzo en un agregado granoblástico, además de cristales de albita, laminillas de sericita, clorita y biotita (en algunos casos y anfíbol raramente). Como minerales accesorios: óxidos de hierro, leucóxeno, turmalina, apatito, circón y epidota.

5.2.5 Micasquistos

Presentan textura porfidogranolepidoblástica, y están compuestos por moscovita, cuarzo, biotita, clorita, albita, andalucita como minerales principales, y como accesorios: turmalina, mineral opaco, grafito, apatito, circón, esfena. Están formados por bandas alternantes cuarcíticas y micáceas. Frecuentes porfidoblastos de andalucita, débil o fuertemente sericitizada, con abundantes inclusiones de grafito, mineral opaco y cuarzo; a veces se concentran preferentemente en los lechos micáceos acentuando el bandeo. Biotita también debida a los efectos térmicos, a menudo cloritizada. La moscovitización y formación de turmalina parecen corresponder a una neumatolisis tardía. El feldespato sericitizado parcialmente suele concentrarse en finas bandas.

En algunos se observan dos tectónicas, una anterior al efecto termal y la otra menor de fractura dispuesta diagonalmente que ocasiona extinciones ondulosas, parcial granulación del cuarzo y de las micas.

5.2.6 Corneanas

Pertenecen a fragmentos de rocas encajantes (areniscas) que han sido englobados por el granito. Tienen textura porfidogranoblástica y están compuestas por un agregado de cuarzo, andalucita con láminas de moscovita, biotita y clorita, y como accesorios: grafito, mineral opaco, turmalina, esfena y circón.

5.3 ROCAS IGNEAS

Las rocas graníticas (granitos y granodioritas) intruyen de forma discordante en las pizarras y metareniscas; su emplazamiento es poscarbonífero y no fueron afectadas por la tectónica hercínica.

Tienen color gris claro debido a que el grado de alteración es muy débil o están prácticamente frescos; a veces, como en el llamado granito de Santa Elena, destacan a simple vista las oscuras láminas de biotita.

En las partes centrales de los macizos presentan aspecto granudo, generalmente de grano medio a grueso; hacia los bordes, el tamaño deja de ser homogéneo y se diferencian fenocristales tabulares de feldespato en una pasta de grano fino, o bien en las partes más exteriores, que han sido rápidamente enfriadas, presentan grano fino y apariencia aplítica.

5.3.1 Granitos

La mayor parte de las rocas estudiadas que clasificamos como granitos tienen textura porfídica con matriz alotriomorfa de grano fino a medio.

Están formados por fenocristales idiomorfos y subidiomorfos de plagioclasa sericitizada y débilmente caolinizada, según zonado (más intenso en zonas más cálcicas), de cuarzo idiomorfo que presentan recristalización interior, y láminas de biotita color café muy pleocroica, con inclusiones de apatito y circón. La matriz consta de abundante ortosa, cuarzo, plagioclasa y laminillas de biotita, moscovita y clorita por transformación de la biotita.

Los granitos aplíticos tienen textura alotriomorfa de grano fino a medio. Están constituidos por granos anhedrales entrelazados de cuarzo, feldespato potásico, a veces perfitico, plagioclasa débilmente sericitizada y biotita en láminas color café. Es frecuente en estos granitos la acción neumatolítica que produce la moscovitización de la biotita, desprendiéndose óxidos de hierro del feldespato potásico y de la plagioclasa.

5.3.2 Granodioritas

Tienen textura hipidiomorfa de grano medio. La proporción de feldespato es bastante menor que en los granitos, y en lugar de ortosa suele ser microclino. Las plagioclases en cristales subidiomorfos están zonadas en general, y débilmente sericitizadas, caolinizadas o sausrinizadas, según zonas más cálcicas. La biotita en láminas de buen tamaño color café, fuertemente pleocroicas, con inclusiones de apatito y circón rodeado de fuertes halos pleocroicos; en algunas muestras es muy abundante, pudiendo llegar hasta un 15 ó 20 por 100.

5.3.3 Albitas

Se encuentran en forma de diques discordantes intruyendo en el Carbonífero, y han sido afectadas por efectos cataclásticos. Presentan textura cataclástica.

Como minerales principales, albita y biotita cloritizada, y como accesorios: rutilo, apatito, circón, mineral opaco y mineral de epidota. Están formadas por fragmentos de albita residuales que escaparon a la trituración y granulación cataclástica. La matriz consta de albita y más escasa biotita cloritizada finamente granulada sin orientación alguna. Rutilo en cristales o acicular incluido en la albita. Existen fracturas y cavidades irregulares rellenas de albita anhedral maclada de neoformación.

5.3.4 Cuarzo-diabasas alteradas

Son rocas intrusivas de color oscuro que se encuentran interestratificadas en el Carbonífero. Tienen textura porfídica con matriz intersertal y están fuertemente transformadas.

Los componentes originales han sido sustituidos por sus productos de

alteración, carbonato y clorita reemplazan al mineral máfico y material arcilloso criptocristalino al feldespato. Se conserva la textura con fenocristales idio y subidiomorfos y matriz de listoncillos de feldespato con los demás minerales intersticiales.

6 BIBLIOGRAFIA

- AZCARATE, J. E.—«Estudio metalogenético comparativo de las mineralizaciones plumbíferas de Linares-La Carolina-Santa Elena». *E. N. ADARO*.
- AZEMA, J., y CHAMPETIER, Y. (1970).—«Le Jurasique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Betiques: Essai de coordination». *Cuad. Geol. Iber., IGME*.
- 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*.
- CASTELLO, R., y ORVIZ, F.—«Hoja geológica de La Carolina (19-35)». *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.
- FALLOT, P. (1948).—«Observations sur la Geologie des environs de Cazorla». *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*
- FOUCAULT, A., y FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurasique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Betiques: Essai de cordination». *Cuad. Geol. Iber., IGME*.
- 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).—«Richerche geologiche e minerarie nella parte orientale della Sierra Morena». *Estratto da Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 86, pp. 703-713.
- GONZALEZ DONOSO, J., y LOPEZ GARRIDO, A. (1970).—«El Mioceno pre-tectónico del extremo oriental de la depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol., IGME*.

- HABERFELNER, E. (1952).—«Revisión de los graptolites de Sierra Morena». *Public. Extranj. S. Geol. España E.*, VI, pp. 41-105.
- HAVLICEK, V. (1950).—«Ramenonoyci ceskeno 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.*
- LOPEZ GARRIDO, A., y JEREZ MIR, F. (1971).—«La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región Orcera-Siles». *Acta de Geol. Hisp., IGME.*
- MELÉNDEZ, B. (1942-1944).—«Contribución al estudio del Paleozoico aragonés». *Trab. Inst. Cienc. Nat. José de Acosta*, Madrid.
- PAQUET, J. (1970).—«Le Jurasique dans la partie orientale des zones extrêmes des Cordillères Betiques: Essai de coordination». *Cuad. Geol. Iber., IGME.*
- 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.
- SANCHEZ CELA, V. (1971).—«Estudio geológico del Trías del borde prebético (Linares-Alcaraz)». *C. S. I. C.*, vol. XXVII, pp. 213-238.
- 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 à 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 pág.

- 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