



# IGME

815

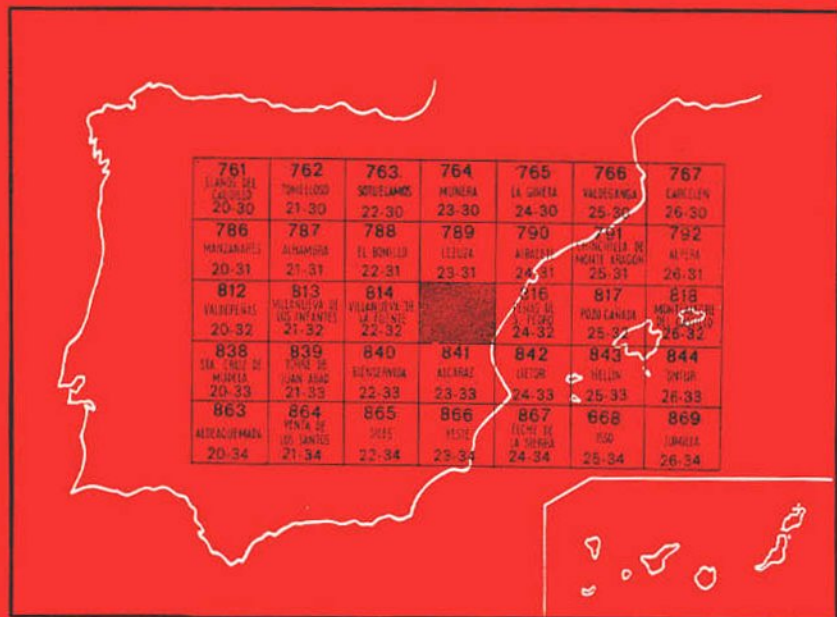
23-32

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ROBLEDO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**E. 1:50.000**

**ROBLEDO**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo y Memoria*: Mariano Alvaro López y José María García Argüeso.

En *Petrografía de calizas*: Dr. Miguel Manjón (Univ. Oviedo).

En *Petrografía de rocas metamórficas*: Marina Navidad Fernández de la Cruz (Univ. Madrid).

En *Micropaleontología en lámina delgada*: Isabel Cabañas López.

En *Micropaleontología en levigados*: M. de los Angeles Uvalde López.

En *Sedimentología del Triásico*: Dr. Vicente Sánchez Cela (Univ. Madrid), Alfonso Yébenes Simón (Univ. Madrid).

En *Asesoría Científica*: Dr. José Ramón Peláez Pruneda (Dpto. Geología Económica, CSIC).

*Supervisión del IGME*: Emilio Elizaga Muñoz.

## 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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 36.527 - 1979

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de Robledo está enclavada en la parte occidental de la provincia de Albacete.

En la Hoja es posible individualizar dos conjuntos, con características morfológicas y geológicas propias.

1. La zona Tabular de la Plataforma de Albacete, caracterizada por un relieve escaso o nulo y modelado kárstico, en la que cabe personalizar la depresión sobre el Trías de Alcaraz.

En un contexto más amplio comprende la zona de transición entre el Prebético externo y el borde de la Meseta.

2. Zona de borde del Prebético externo; ocupa el ángulo SE. de la Hoja y comprende al sector central del llamado «Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín». El fuerte relieve, que se hace más acusado hacia el Sur, deja entrever la complejidad tectónica.

La personalidad geológica de la Hoja de Robledo reside en su situación intermedia, a lo largo de toda la Historia Geológica, entre dos ámbitos paleogeográficos y estructurales muy diferentes.

## 2 ESTRATIGRAFIA

En el ámbito de la Hoja afloran formaciones que hemos atribuido al Paleozoico, Triásico, Jurásico, Mioceno y Cuaternario. La ausencia de faunas

características y la frecuencia de fenómenos de recristalización y dolomitización, unido al carácter detrítico en unos casos, o propio de medios de transición en otros, ha imposibilitado una datación exacta de las formaciones litoestratigráficas.

## 2.1 ORDOVICICO INFERIOR (O<sub>1</sub>)

Está representado por dos pequeños afloramientos en los alrededores de Alcaraz. Lo constituye una serie de cuarcitas con intercalaciones de pizarras y grauwacas de más de 250 m. de espesor, cuyo techo y muro no son visibles.

Los bancos de cuarcitas presentan frecuentemente estratificación cruzada y granoselección, así como abundantes huellas de bioturbación.

Son cuarcitas blancas y grises, a veces feldespático-micáceas, muy recristalizadas. Pizarras silíceas y grauwacas de tonos rojo y verde abundan en delgadas intercalaciones entre los estratos cuarcíticos.

En los niveles altos aparecen *Scolithus* y *Cruzianas* de gran tamaño. DUPUY DE LOME (1954), basándose en la presencia de estas pistas, atribuye al conjunto una edad ordovícica.

Comparando la serie de Alcaraz con las estudiadas por BOUYX (1970) y KETTEL (1968) en Sierra Morena, es posible correlacionarla con las «Areniscas inferiores» y «Nivel de grandes pistas» del primer autor y con las de KETTEL. Ambos autores coinciden en dar una edad Arenigiense para estas formaciones.

La serie presenta un metamorfismo regional de bajo grado, estando representada la facies de los esquistos verdes por la zona de la clorita.

## 2.2 TRIASICO

En los alrededores de Alcaraz aflora ampliamente una serie roja, muy variada litológicamente, que alcanza en conjunto los 200 m. de espesor. No contiene restos fósiles significativos, atribuyéndose al Trías por su posición entre el Paleozoico y el Lías, aunque no se descarta la posibilidad de una edad pérmica para los tramos basales. En conjunto responde a una facies atípica de Trías germánico, propia de borde de cuenca. Hacia el SE., adentrándose en el ámbito prebético, cambia lateralmente de facies, definiéndose perfectamente los tres tramos característicos del Trías germánico.

Cartográficamente se han diferenciado tres formaciones, cuyos cambios laterales de facies y potencias son importantes.

### 2.2.1 TRAMO INFERIOR DEL TRIAS (T<sub>G1</sub>)

Potencia variable: en Alcaraz, de 70 a 80 m. Se apoya en discordancia erosiva y angular sobre el Ordovícico mediante una brecha basal cuarcitosa

con aspecto de piedemonte posiblemente de más edad que el resto de la formación, bajo la cual los materiales paleozoicos suelen presentar un horizonte de alteración enrojecido.

Continúa mediante una alternancia de areniscas y arcillas, dominando estas últimas de colores rojos y verdes con algunas finas intercalaciones de dolomías amarillentas. Hacia la parte alta los niveles arenosos ganan importancia progresivamente.

Las areniscas rojas están compuestas principalmente con granos de cuarzo, feldspatos y micas, los granos son subredondeados a subangulosos y bien clasificados, con matriz aleurítica y cemento ferruginoso. Presentan frecuentes estratificaciones cruzadas y ripple-marks.

Los niveles lutíticos son más importantes en la base de la formación, donde contienen nódulos de yeso blanco envueltos localmente en una costra limonítica, lignitos y restos carbonosos, así como mineralizaciones de sulfuros y carbonatos de cobre, diseminados.

Los delgados niveles dolomíticos tienen escasa continuidad lateral.

### 2.2.2 TRAMO MEDIO DEL TRIAS (T<sub>c2</sub>)

Espesor variable, de 20 a 40 m. Constituido por varios bancos potentes de areniscas rojas y amarillentas, con alguna intercalación de lutitas y dolomías. Es típica la presencia bien a techo bien a muro o a ambos lados de la formación de unos niveles de dolomías amarillentas bien estratificadas de escaso espesor. A veces estos horizontes carbonáticos son botroidales, oscuros y pesados. Recordando su aspecto al de una costra, habiéndose observado incluso huellas de retracción. Las areniscas análogas a las del tramo inferior muestran estratificaciones cruzadas de grandes sets y grano-clasificación en secuencias positivas. Los cambios laterales y acuñaciones son más manifiestas que en la formación basal.

### 2.2.3 TRAMO SUPERIOR DEL TRIAS (T<sub>c3</sub>)

Está constituido por 80 a 100 m. de margas y arcillas yesíferas rojas y verdes de «facies Keuper». Hacia el muro aparecen finos lechos de areniscas calcáreas.

Los yesos aumentan en importancia hacia el techo del tramo, son blancos, verdes y rojos, y se presentan tanto diseminados como en capas y masas irregulares.

En conjunto, este nivel disminuye de espesor hacia el Oeste.

En los afloramientos del río Jardín los yesos han sido objeto de diversas explotaciones.

## 2.3 JURASICO

Sobre las facies Keuper se apoya una serie formada por calizas, dolomías y margas cuya edad no ha podido determinarse con precisión por criterios paleontológicos, pero que por su posición estratigráfica, su facies y su correlación con áreas vecinas, la hemos atribuido con seguridad al Liásico. Este conjunto se divide en tres formaciones.

### 2.3.1 TRAMO INFERIOR DE LIAS ( $J_1^1$ )

Espesor de 100 a 140 m., aumentando en dirección SE. Es una formación calcodolomítica que descansa sobre las margas yesíferas del tramo superior del Trías. Presenta dos facies muy características, bien visibles en los alrededores de Alcaraz y a lo largo del río Jardín:

— *Facies carniolas*. Situada en la base de la serie, son calizas y algunas dolomías de color rojo, muy arcillosas, con abundantes huecos y recristalizaciones de calcita con aspecto masivo y cavernoso en conjunto. Sólo se han encontrado escasos fragmentos de lamelibranchios y espículas de equinodermos.

Tanto lateral como verticalmente pasan a dolomías grises. La potencia de las «carniolas» oscila de 10 a 30 metros, aunque pueden faltar y entonces se apoyan las dolomías directamente sobre el Trías; el máximo desarrollo de las dolomías se alcanza en la zona del río Jardín.

— *Facies dolomítica*. Es la que aflora con mayor extensión. Son dolomías tableadas de color gris blanco o rosado, textura fina a muy fina y algo arcillosas, dispuestas en bancos regulares bien estratificados. Su origen es secundario, proceden de la dolomitización de calizas esparíticas con algunas capas de calizas oolíticas y calcareníticas en las que a veces se puede reconocer estratificación cruzada (intraesparitas, oosparitas, biosparitas).

El contacto con la formación superior a veces es gradual mediante unos metros de dolomías y calizas recristalizadas y margosas de colores abigarrados.

### 2.3.2 TRAMO MEDIO DEL LIAS ( $J_1^2$ m- $J_1^3$ d)

Formación muy característica, que constituye un auténtico nivel guía entre los dos paquetes calcodolomíticos de los tramos inferiores y superiores del Liás; presenta notables variaciones de potencia y litología.

En la zona del río Jardín aflora lo que se puede considerar una serie de carácter intermedio, compuesta de muro a techo por:

— Tramo de unos 10 m. de calizas recristalizadas, calizas micríticas y

- dolomías con intercalaciones de arcillas verdes. Contienen restos de *lamelibranquios*, *equínidos*, *algas* y *ostrácodos*.
- Unos 15 m. de arcillas verdes y rojizas con intercalaciones de dolomías arcillosas de textura fina y micritas recrystalizadas y dolomitizadas. Restos de *gasterópodos*.
  - 20 m. de dolomías y arcillas de textura fina en bancos delgados con intercalaciones de arcillas verdes. Restos de *ostrácodos* y *lamelibranquios*.
  - 15 m. de alternancia de calizas finas (micritas), arcillosas y a veces con vestigios de oolitos y brechificación sinsedimentaria («cantos negros»), con arcillas verdes. Existe una lumaquela de *lamelibranquios* inclasificables de escasos centímetros de espesor. Restos de *gasterópodos*, *lamelibranquios*, *equínidos*, *ostrácodos* y *charáceas*. Es el nivel con mayor contenido orgánico.
  - Unos 20 m. de alternancia de arcillas verdes con dolomías arcillosas y calizas recrystalizadas y brechoides dolomitizadas.

El conjunto alcanza los 80 m. de potencia. Hacia el ángulo NO. de la Hoja disminuye el espesor a 50 ó 60 m., así como el contenido en arcillas.

En el sector oriental la potencia crece paulatinamente, aumentando la proporción de pelitas e individualizándose hacia la parte superior una barra dolomítica ( $J_1^2 d$ ) que separa dos tramos eminentemente margo-arcillosos.

En dirección SE., hacia el Prebético, adquiere el carácter de una alternancia de potentes paquetes arcillosos, que contienen yeso y localmente pirita y «cuarzos bipiramidales», con paquetes calcodolomíticos. Nunca se observa el muro de la formación debido a causas tectónicas, pero se han comprobado potencias de 100 a 120 m., a pesar de la laminación y reducción mecánica.

### 2.3.3 TRAMO SUPERIOR DEL LIAS ( $J_1^3$ - $J_1^3 co$ )

Se presenta bajo dos facies diferentes, correspondiendo con la zona tabular y la región de escamas.

En la primera ( $J_1^3$ ) comienza siempre por un nivel característico de 10 a 15 m. de calizas rojas y acarameladas, muy recrystalizadas y con abundantes geodas de calcita y algunos bancos dolomíticos; el conjunto es masivo y de aspecto caótico. Sobre ellas se sitúan 30 a 40 m. de dolomías finas y dolomías calcáreas, arcillosas, de tonos blancos y grises y rosados que gradualmente pasan a calizas finas (micritas) recrystalizadas y calcarenitas. Contienen restos de *ostrácodos*, *algas*, *foraminíferos* y *fantasmas de oolitos*. El techo de la formación aparece siempre erosionado.

En Peñarrubia se observa el paso lateral del tramo inferior a calizas oolíticas blancas.



En la zona de escamas el Lías Superior presenta unas características totalmente diferente ( $J_1^3$ co), el espesor aumenta muy rápidamente hacia el SE. (150 a 200 m.), visibles y son frecuentes las variaciones litológicas. En el caso más frecuente suele comenzar por un tramo de 40 a 80 m. de calizas oolíticas, calizas finas y calcarenitas blancas seguido de calizas rojas recristalizadas y dolomías arcillosas, pudiendo existir una delgada intercalación de margas y arcillas grisáceas, rojizas y verdes.

Los tramos superiores presentan calizas litográficas, calcarenitas y dolomías dominantes.

Hacia el ángulo SE. de la Hoja los tramos superiores, de aspecto masivo, están constituidos fundamentalmente por dolomías claras de grano grueso que al microscopio presentan abundantes romboedros de dolomita. Aunque no se han diferenciado en la cartografía, estos tramos deben representar muy probablemente la parte inferior del Dogger.

## 2.4 MIOCENO-TORTONIENSE ( $T_{11}^{Bc}$ )

El afloramiento existente en el centro de la Hoja es el testigo más noroccidental de la sedimentación marina del Mioceno. En Ituerto tiene 20 metros de potencia visible y algo más al Sur, donde supera los 35 metros.

Se apoya sobre cualquier nivel del Lías mediante una discordancia fundamentalmente erosiva y localmente angular. En la base se desarrolla un nivel de pudingas, de unos 10 metros, de cantos calizos y cuarcíticos, estos últimos heredados, cementados por carbonatos y calcarenitas. A veces bajo los conglomerados existen brechas y bloques calizos y horizontes edáficos.

Encima se sitúa una serie de calcarenitas bioclásticas amarillas, rosadas y blancas, con esporádicos cantos calizos, alternando bancos gruesos lenticulares con estratificación cruzada de gran tamaño con bancos más delgados. Las calcarenitas, constituidas casi exclusivamente por fragmentos orgánicos, contienen: restos de *ostreidos*, *equínidos*, *lamelibranchios*, *briozoos*, *algas*, *ostrácodos*, *globígerínidos*, *textuláridos*, *rotálidos*, *lagénidos* y *amphiteginidos* inclasificables.

Hacia la parte superior de la serie se intercalan algunas delgadas capas de limos carbonatados, gris blanquecinas, con restos vegetales, en los que se ha podido identificar:

*Discorbis Orbicularis*  
*Spiroplectamina wrighti*  
*Elphidium crespum*  
*Elphidium complanatum*

Así como restos *globígerínidos*, *foraminíferos*, *ostrácodos* y *equínidos*. Localmente existen discordancias progresivas dentro del conjunto.

## 2.5 PLIOCENO ( $T_2^B$ )

Se han atribuido a esta edad, sin ningún argumento claro, los extensos afloramientos de arcillas limosas rojas que empastan abundantes cantos dispersos, muy redondeados y heterométricos, de hasta 20 cm. de cuarcita y cuarzo. Estos cantos, pulidos y a veces rubefactados, casi siempre presentan unas singulares marcas circulares, posiblemente de origen orgánico. Son claramente heredados, con bastante certeza, a través de varios ciclos. Su fuente deben ser las pudingas del Cretácico Inferior, muy desarrolladas hacia el SE., fuera del sector de la Hoja de Robledo, y también los conglomerados de base de la molasa.

El conjunto no presenta estratificación ni estructura interna alguna y fosilizan un relieve preexistente. Muchas veces han sido desmantelados por la erosión actual y únicamente queda un canturreal por lavado de la matriz; por su aspecto recuerdan las Rañas de la meseta. Pueden representar un significado morfoclimático.

Estos depósitos plantean dos interrogantes: su edad, que podría abarcar parte del Mioceno Superior, y más verosimilmente del Cuaternario, y la segunda su origen: si todos los cantos son heredados del Cretácico Inferior y en parte tal vez del conglomerado basal Mioceno, y dada la extensión regional de estas rañas, habría sido necesaria la existencia de un volumen de sedimentos del Cretácico Inferior realmente considerable, que ésta hubiera tenido una distribución regional mucho más amplia que la actual, de la cual hoy no existe ningún vestigio. En el mapa se representan conjuntamente los afloramientos «in situ» de esta unidad, así como los depósitos procedentes del desmantelamiento de la misma.

## 2.6 CUATERNARIO

### *Terrazas y/o aluviones antiguos ( $Q_1$ )*

**Desconectados de la actual red fluvial.** Son bancos de conglomerados polimícticos de cantos menudos y homométricos, con pátina negra, micro-pudingas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada. Encima se sitúan tobas, costras calcáreas y areniscas rojas. Afloran únicamente en el Cortijo del Aljibe.

### *Travertinos ( $Q_2tr$ )*

Tobas y limos calcáreos relacionados con surgencias cársticas antiguas o actuales, situadas fundamentalmente en el contacto Trías-Lías Inferior o en los cauces de los ríos. Las formaciones antiguas (ríos Pesebre, Masegoso, Montemayor) se presentan escalonadas a lo largo de los cauces, y disectadas por el curso actual; son compactos y alcanzan espesores de 10-15 m. Los

actuales suelen adquirir gran desarrollo superficial (Los Chospes, lagunas de Ojos de Villaverde).

#### *Terrazas recientes (Q<sub>1</sub>T)*

Muy desarrolladas en la zona de Alcaraz y al SO. de San Pedro. Son gravas de cantos rodados y cementados, con costras calcáreas superficiales.

#### *Aluviones (Q<sub>2</sub>Al)*

Ocupando los cauces de los ríos actuales. Los constituyen gravas bien rodadas, arenas y limos de carácter local.

#### *Arcillas de descalcificación (Q<sub>2</sub>Cu)*

Muy extendidas por toda la región, pero especialmente en la zona tabular, donde ocupan los fondos de depresiones de origen kárstico. Únicamente se han representado las que tienen mayor espesor. Son arcillas rojas con elevado contenido en carbonatos.

#### *Coluviones (Q<sub>2</sub>C) y Conos de deyección (Q<sub>2</sub>Cd)*

Depositados sobre las soleras y en los valles, reflejan en sus cantos la litología local, con una matriz arcillosa.

#### *Cuaternario indiferenciado (Q)*

Se incluyen todos los depósitos que por sus condiciones de afloramiento o bien por resultar mezcla o removilización de algunos de los anteriormente descritos no son atribuibles a un grupo específico.

### **3 TECTONICA**

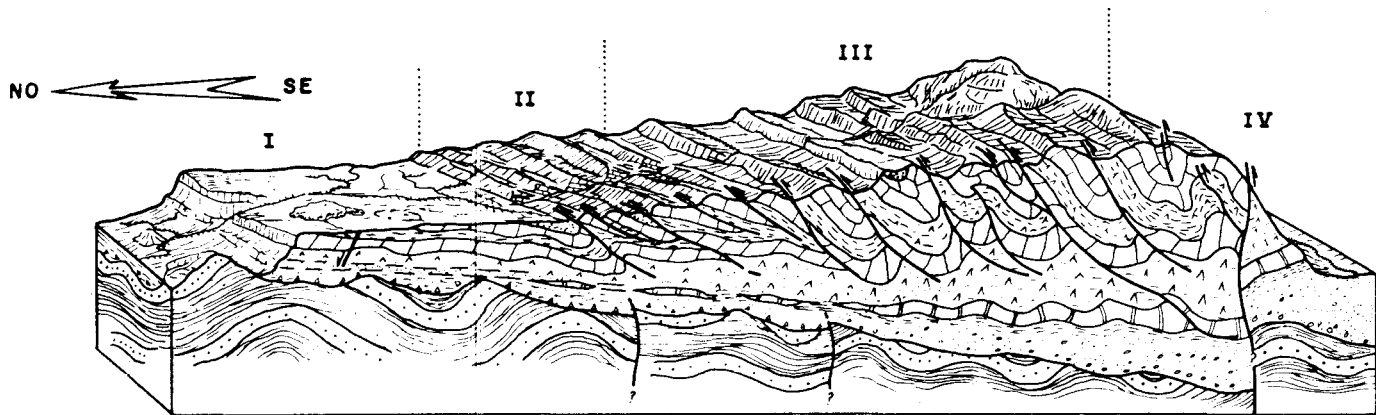
#### **3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL**

En el área ocupada por la Hoja de Robledo tiene lugar el contacto entre dos grandes dominios estructurales: La Meseta y el Prebético.

A escala regional, de NO.-SE., se diferencian las siguientes unidades tectónicas (fig. núm. 1):







1. Zona de Plataforma, constituida por un zócalo hercínico y una delgada cobertera mesozoica con disposición tabular.

# DISPOSICION ESQUEMATICA DE LAS UNIDADES ESTRUCTURALES . FIGURA Nº 1 (IDEALIZADA)



(SIN ESCALA HORIZONTAL , LA VERTICAL EXAGERADA)

## EXPLICACION

|   |  |  |  |   |
|---|--|--|--|---|
| <br><b>TORTONIENSE</b><br>CALIZAS BIOLASTICAS Y CONGLOMERADOS | <br><b>TRAMO SUPERIOR DEL LIAS</b><br>DOLOMITAS, CALIZAS Y CALIZAS OOLITICAS | <br><b>TRAMO MEDIO DEL LIAS</b><br>MARGAS Y ARCILLAS VERDES YESIFERAS AL SUR | <br><b>TRAMO INFERIOR DEL LIAS</b><br>DOLOMITAS Y CARNIOLAS. | <br><b>TRIAS</b><br>N. MARGAS, ARENAS, YESOS, ARENISCAS, MARGAS, CALIZAS, ARCILLAS, ARENAS, BRECHAS.<br>S. MARGAS YESIFERAS, CALIZAS Y DOLOMITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS |
| <br><b>PALEOZOICO</b><br>GUARCITAS, PIZARRAS                 |  |  |  |   |

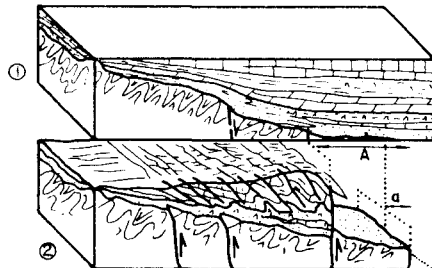
I.-ZONA DE PLATAFORMA COBERTERA TABULAR SOBRE ZOCALCO HERCINICO Y DEPRESIONES TRIASICAS QUE BORDEAN LOS MACIZOS ANTIGUOS.

II.-BORDE DEL PREBETICO EXTERNO ZONA DE ESCAMAS CON FALLAS INVERSAS SUPERFICIALES MUY TENDIDAS, NIVEL DE DESPEGUE SUPERFICIAL. ESTRUCTURACION APRETADA.

III.-PREBETICO EXTERNO; ZONA DE FALLAS INVERSAS, CABALGAMIENTOS Y PLIEGOS DESPEGUE PRINCIPAL EN EL TRAMO SUPERIOR DEL TRIAS. TRIAS INFERIOR MEDIO TEGUMENTARIO.

IV.-BANDA TRIASICA QUE MARCA EL TRANSITO HACIA EL PREBETICO INTERNO. POSIBILIDAD DE FENOMENOS HALOCINETICOS.

(NO SE HAN DIBUJADO LAS FALLAS NORMALES Y DE DESGARRE)



①.-DISPOSICION EN LA ETAPA PRETECTONICA.

②.-DISPOSICION EN LA ETAPA POSTECTONICA.

A.-ACORTAMIENTO DE LA COBERTERA

a.-POSIBLE ACORTAMIENTO DEL ZOCALO.

2. Zona Prebética: una transversal de esta zona muestra varias unidades claramente diferenciables:

- a) Prebético Externo: con frecuencia, cabalgante sobre la plataforma; caracterizado por un apilamiento de escamas que hacia las partes internas evolucionan a cabalgamientos y pliegues.
- b) Alineación de afloramientos triásicos, a veces de carácter diapírico, que marcan el paso al:
- c) Prebético Interno: en el que domina la tectónica de plegamiento, con directrices más constantes que en la zona externa y vergencias hacia la Meseta.

El ángulo SE. de la Hoja corresponde al borde septentrional del Prebético Externo. Las directrices estructurales describen un arco (Arco Cazorla-Alcazar-Hellín) de modo que de direcciones NE.-SO. se pasa a direcciones E.-O. y finalmente a NO.-SE. en el sector vecino de la Hoja de Peñas de San Pedro.

La vergencia es hacia la Meseta. Al N. y NO. del arco se extiende una amplia región tabular, poco o nada plegada y afectada por fallas normales.

### 3.2 ZOCALO HERCINICO

Constituido por materiales paleozoicos afectados de metamorfismo epizonal y deformados durante el ciclo hercínico.

Los pequeños afloramientos de Alcazar son parte visible de las macroestructuras que, con dirección OSO.-ENE., constituyen las últimas estribaciones de Sierra Morena Oriental.

A escala microscópica se identifica en los niveles pelíticos una esquistosidad de flujo paralela a la estratificación. En afloramientos cercanos situados al Oeste se han observado charnelas isoclinales. Estas estructuras se deben a una primera fase de deformación, caracterizada por el desarrollo de pliegues isoclinales tumbados y esquistosidad de plano axial. No es posible precisar su edad.

Las macroestructuras cartografiables se atribuyen a una fase de plegamiento posterior, con desarrollo regional de pizarrosidad de plano axial. La esquistosidad de fractura es oblicua a la estratificación, afecta casi exclusivamente a los niveles pizarrosos, e indica flanco normal para los afloramientos de Alcazar. En Sierra Morena esta fase está datada entre el Carbonífero Inferior y el Estefaniense (ALIA y otros, 1971).

Posteriormente tuvo lugar una etapa de fracturación tardihercínica, patente a escala regional, según direcciones que posteriormente ejercieron gran influencia en la constitución del edificio alpino.

Los materiales paleozoicos, cratonizados y fracturados, constituyen el zócalo de la sedimentación y estructuras del ciclo alpino.

### 3.3 COBERTERA TABULAR

Está formada por materiales fundamentalmente triásicos y jurásicos que reposan discordantemente sobre el zócalo paleozoico no penneplanizado.

Su disposición es horizontal o subhorizontal, aunque se manifiestan pliegues de gran radio, y en zonas próximas al borde prebético son patentes pliegues más acusados, fosilizados por el Mioceno pretectónico. La cobertera se ha comportado solidariamente con el zócalo, debido al carácter marginal de la serie sedimentaria y a la existencia de un fuerte relieve en el substrato premesozoico.

Destaca, como elemento estructural más notable, una serie de fallas normales, de escaso salto y direcciones NE.-SO. y E.-O., principalmente.

Posibles fracturas de zócalo son evidenciadas por la distribución de las fallas normales y los cambios de facies y potencia en la serie liásica.

### 3.4 PREBETICO

Al SE. de la línea Peñascosa-Masegoso-Peñarrubia se extiende una banda de unos dos kilómetros de anchura que corresponde a una apretada estructura en escamas tectónicas, constituidas por fallas inversas de bajo ángulo que afectan al Lías Medio y Superior, quedando conservadas eventualmente pinzaduras de mioceno marino. Las margas verdes jurásicas han actuado como nivel de despegue local y las fallas inversas enraízan en él. El conjunto de la estructura adopta una disposición muy tendida, cabalgante sobre la plataforma y vergente hacia ella, con numerosas complicaciones locales.

Hacia el Sur cambia paulatinamente el estilo de las estructuras. El buzamiento axial es mayor, las fallas inversas evolucionan a cabalgamientos y es posible observar algunas charnelas, aunque la mayoría de pliegues de tipo isopaco han evolucionado a pliegues-falla, de las que sólo se conserva el flanco normal. Las estructuras deben enraizarse a nivel del tramo superior del Trías.

Las causas de la variación en el tipo y estilo de las estructuras debe buscarse en el aumento de potencia de la serie sedimentaria hacia el interior de la cuenca, el amortiguamiento del choque del frente prebético contra la plataforma rígida y el comportamiento del Trías infrayacente actuando ya como el nivel de despegue principal, aunque existen disarmonías a ambos lados del nivel de despegue liásico.

Completa el cuadro estructural una serie de fallas de desgarre, transversales a las demás estructuras y agrupadas en dos sistemas de dirección NO.-SE. (dextrales) y NE.-SO. (sinestrales), aunque son estas últimas las que logran mayor número y desarrollo. En conjunto parecen posteriores a las fallas inversas, cabalgamientos y pliegues, aunque algunas relaciones invocan cierta contemporaneidad. El desplazamiento es variable a lo largo de un

mismo desgarre. El movimiento conjunto de varias fallas produce una rotación en las estructuras, a veces muy aparatosa.

Las direcciones prebéticas NE.-SO. hacia la parte oriental de la Hoja sufren una inflexión paulatina, hasta alcanzarse direcciones E.-O. en la zona de mayor convexidad del Arco Cazorla-Alcaraz-Hellín. El juego de las fallas de desgarre ha favorecido claramente este arqueamiento de las estructuras.

Además de algunas fallas normales E.-O. y NE.-SO., en el sector prebético debieron actuar como tales numerosas fallas inversas y de desgarre durante la etapa de distensión posterior.

### **3.5 EVOLUCION TECTONICA. EDAD DE LAS DEFORMACIONES**

La ausencia de registro estratigráfico entre el Dogger y el Mioceno hace difícil reconstruir la historia preorogénica de la región. La flexuración de la cuenca triásica ciertamente estuvo ya condicionada por líneas de debilidad del basamento paleozoico, posiblemente antiguas fracturas de dirección NE.-SO. que articulaban un descenso de los bloques meridionales.

Durante el Paleógeno y/o el Mioceno Inferior tuvo lugar la primera fase tectónica. Fue ésta una fase de compresión regional de poca intensidad en el sector externo, aunque es la que generó las principales estructuras de Prebético Interno (fig. núm. 2). Se formaron pliegues laxos, como los que son visibles al norte de Ituero, fosilizados por los depósitos tortonienses discordantes sobre el Jurásico, y posiblemente algunas fallas inversas que volvieron a funcionar posteriormente. No es descartable la posibilidad de más de una fase compresiva anterior al Tortoniense.

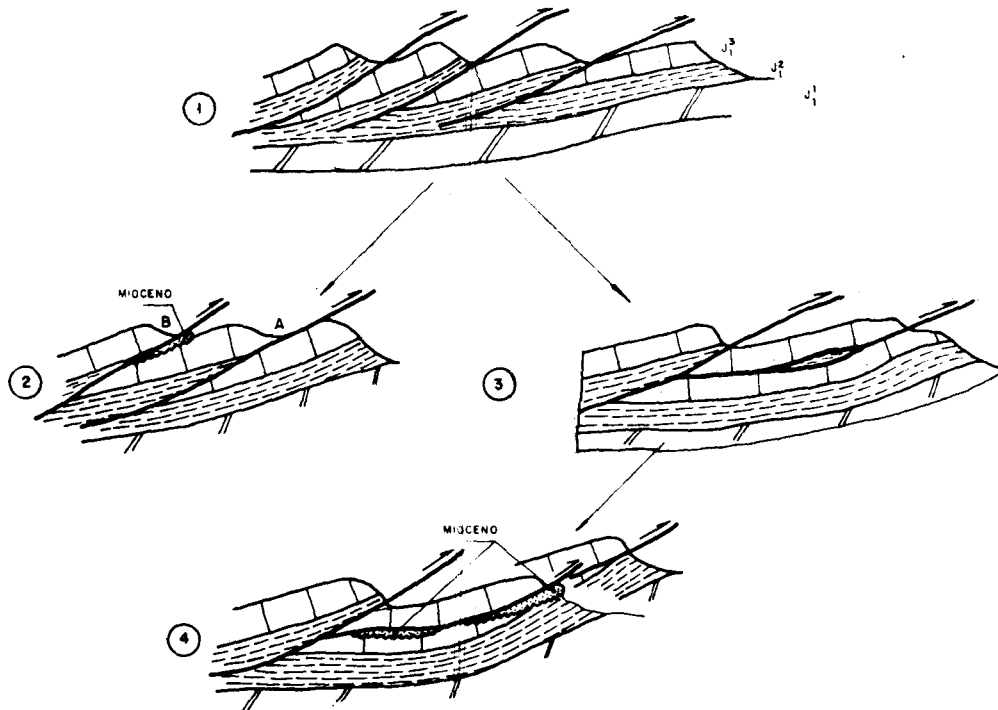
Durante el Mioceno Medio-Superior comienza la etapa en la que se realizará la estructuración principal del borde prebético, como lo atestigua el fuerte control tectónico de la sedimentación miocena: existencia de dos niveles de las llamadas «molasas», una Helveciense y otra Tortoniense, más al Este; discordancias progresivas en la serie miocena de Ituero; una discordancia angular intratortoniense con desarrollo en casi todo el ámbito de la Cordillera Bética, etc.

El paroxismo de esta fase de compresión tiene lugar con posterioridad al Tortoniense, y tal vez, pues así sucede en regiones vecinas, a partir del Andaluciense. El resultado es una estructuración en escamas vergentes hacia la Meseta que evolucionan a cabalgamientos y pliegues hacia las zonas internas.

La dirección regional de los esfuerzos es NO.-SE. El arqueamiento del conjunto de las estructuras prebéticas es atribuible a la adaptación de la cobertera plegada al desplazamiento de grandes bloques de basamento a lo largo de fracturas antiguas, que acomodaron el acortamiento del zócalo mediante movimientos en dirección horizontal.

Las fallas de desgarre de la cobertera responden esencialmente a esta

## MECANISMO Y DESARROLLO DE LA ESTRUCTURA DE ESCAMAS. FIGURA Nº 2



① FALLAS INVERSAS DE BAJO ANGULO CON "SUELA" DE  $J_1^2$  CASO MAS FRECUENTE.

② A =  $J_1^3$  SOBRE  $J_1^1$  EN UNA FASE INCIPIENTE DEL DESARROLLO DE LA FALLA INVERSA.  
B = EL MISMO CASO, CON "PINZADURA" DE MIOCENO.

③  $J_1^3$  SOBRE  $J_1^1$  CON TRASLACION IMPOR-  
TANTE. EL PLANO DE FALLA ES SUB-  
PARALELO A LA ESTRATIFICACION.

④ CASO EXTREMO EN QUE EL  $J_1^3$  LLEGA A "CABALGAR" SOBRE EL  $J_1^2$ . LA EXIS-  
TENCIA DE LA FALLA INVERSA A VE-  
CES SOLO SE EVIDENCIA AL QUEDAR  
"PINZADO" EL MIOCENO.



deformación y su desarrollo se prolonga posiblemente hasta el Mio-Plioceno.

Finalmente tiene lugar una fase de distensión N-S. a NO-SE., generándose en ella fallas normales en la Plataforma y Prebético; en este último, jugando como tales los cabalgamientos y desgarres anteriores. Cabe datarla como Plio-Cuaternaria. En el SE. peninsular, donde esta etapa es particularmente manifiesta, debe ser más temprana y es responsable de fenómenos de diapirismo y vulcanismo básico.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

Los afloramientos paleozoicos de la Hoja son testigos del ciclo hercínico que culminó con el plegamiento y metamorfismo de materiales depositados en una cuenca geosinclinal.

A continuación tiene lugar un período de tiempo, de duración incierta, en el que dominan las condiciones erosivas, con desmantelamiento de la joven cadena. Razonablemente, en el Pérmico y/o Trías Inferior se desarrolló un paisaje con amplias regiones continentales de orografía variada, en la que sobre las pendientes se acumulaban canchales y «piedemonte» análogas a las que se encuentran en la base de las series rojas, así como intensos procesos de edaficación y alteración superficial.

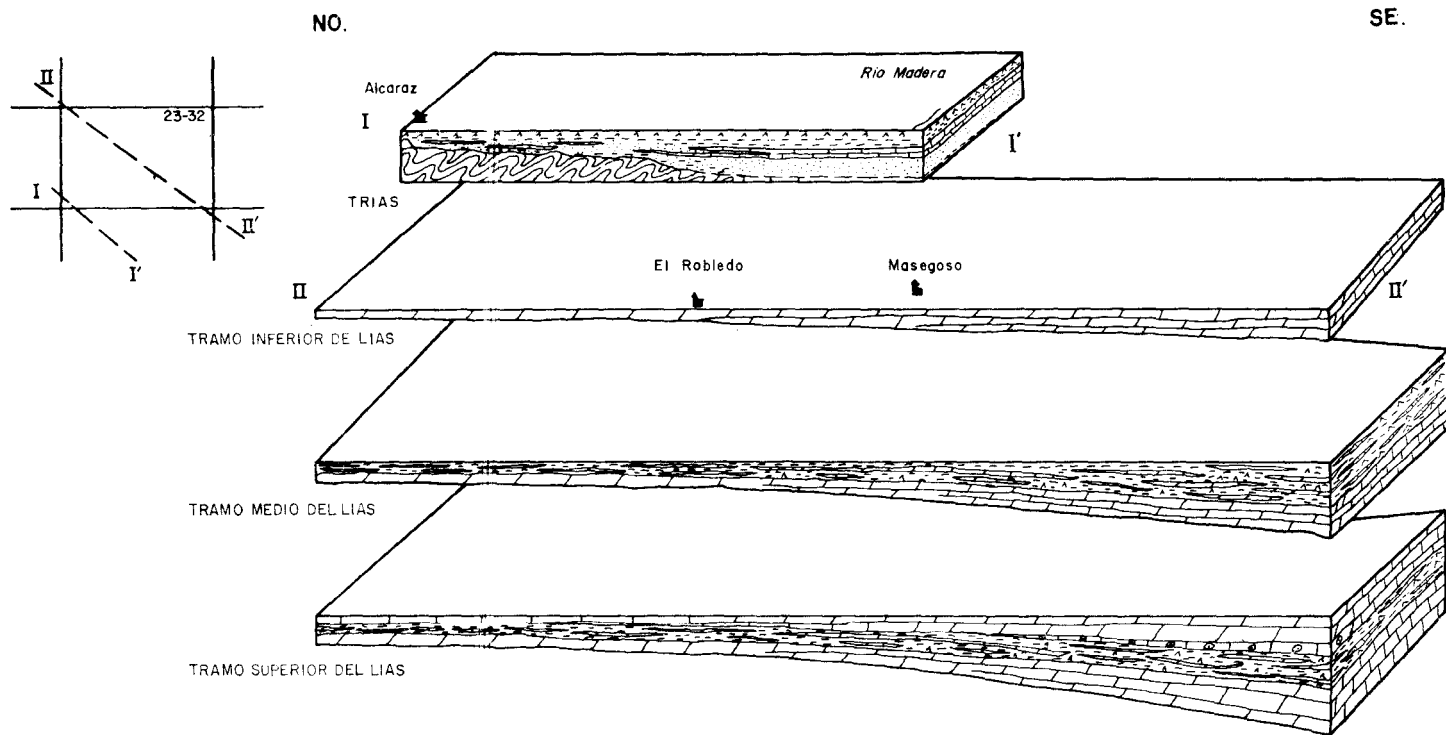
El ciclo mesozoico se inaugura con el establecimiento de un régimen de transición de tipo estuario evolucionado, de aguas salobres, con eventuales influencias marinas intermitentes, cada vez más frecuentes, culminando con un período en que se desarrolla un ambiente de tipo deltaico, diferenciándose bien sucesivos ciclos de aportes y eventuales emersiones, pero en el que quedan impresos dos o tres etapas importantes de influencia marina (figura núm. 3).

En la parte alta del Trías tiene lugar una rápida regresión, instalándose en la zona un ambiente restringido de bahía cerrada, que culmina con la máxima deposición de evaporitas.

Hacia el SE., alejándose de la Meseta, la cuenca triásica se desarrolla ampliamente con condiciones de mar abierto.

Durante el Lías la región experimenta un gran cambio paleogeográfico, se instaura un régimen marino, con desarrollo de facies litorales someras, supramareal, de alta energía, durante el tramo inferior del Lías. Progresivamente las condiciones de sedimentación varían ligeramente, y durante el tramo medio del Lías tiene lugar un ligero ascenso del fondo de la cuenca, que se traduce en facies más someras de plataforma cerrada, en condiciones restringidas eventualmente aisladas del mar abierto y con un importante aporte terrígeno. La flexuración de la cuenca comienza a ser más patente, con mayor subsidencia hacia el interior del Prebético. En el Lías Superior la cuenca experimenta un nuevo descenso, al principio tímidamente, alter-

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE FACIES FIGURA 3  
(SIN ESCALA)



nando episodios marinos someros, en los que las facies de plataforma con alto nivel de energía dominan hacia el SE. con otros que aún muestran características de cierta restricción. Se acentúa la flexuración de la cuenca, que culmina, para extensas plataformas someras, y evolucionando hacia mares cada vez menos extensos pero más profundos.

A partir de entonces la región permanecería emergida durante un gran período de tiempo, a no ser que la erosión premiocena hubiera desmantelado los posibles depósitos cretácicos, que tal vez alcanzaran marginalmente parte de este sector, hipótesis que parece más probable.

Durante el Tortoniense, la transgresión miocena deja en la región testigos de una máxima extensión hacia la Meseta. La línea de costa del mar Tortoniense no se debía situar muy lejos de los actuales afloramientos. El ambiente reinante era de mar somero, con características litorales de plataforma interna y aguas agitadas.

A partir de este momento tiene lugar la etapa orogénica causante de la estructuración principal del Prebético externo, que en parte debió iniciarse ya durante el Paleógeno, emergiendo la región definitivamente.

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1 MINERIA Y CANTERAS**

No existen explotaciones mineras en la Hoja. Los indicios existentes son de poca importancia y muy escasos; debido a esto, la inversión en exploración de la zona ha sido también a pequeña escala.

Quizá los datos más importantes dentro de sus posibilidades sean las de unos «cobres grises» en las arcillas verdosas del tramo triásico inferior (TG<sub>1</sub>), relacionados con materia orgánica que debió hacer de elemento precipitador de las suspensiones cupríferas, y la existencia de galena y blenda diseminada en las dolomías liásicas en contacto con el Trías, todo ello en cantidad muy pequeña y en zonas muy restringidas.

Los yesos del tramo superior (Triásico (TG<sub>3</sub>)) han sido objeto de pequeñas explotaciones en cantera, destinadas a satisfacer el pequeño consumo de los pueblos.

En cuanto a canteras se refiere, tampoco existen explotaciones importantes, a pesar de la gran abundancia de caliza en toda la zona, pero la falta de obras públicas de cierta envergadura en toda el área hace que la demanda de material sea casi nula.

Se han intentado explotar las areniscas del tramo medio del Triásico para usarlas en sillería, pero debido a que son abundantemente arcillosas hace que su compacidad sea poca y parte de ellas se desmoronen.

También a pequeña escala se encuentran numerosas caleras a lo largo de los afloramientos calcáreos, para satisfacer la pequeña demanda local.

## 5.2 HIDROGEOLOGIA

Está condicionada fundamentalmente por los siguientes términos:

— La existencia de un nivel arcilloso margoso impermeable del tramo superior del Triás hace de las carniolas y dolomías del Lías Inferior (J<sub>1</sub>) un acuífero de cierta importancia, pues están a veces lo suficientemente diaclasadas y karstificadas como para almacenar bastante agua. Este agua, a pesar del substrato salino que tiene, es de bastante buena calidad.

Las calizas y dolomías del tramo superior del Lías (J<sub>3</sub>) son el acuífero más importante de la zona. Estas rocas a veces están totalmente carstificadas y por eso son unas excelentes rocas almacén. En los contactos de éstas con otras formaciones surgen abundantes fuentes; así se aprecia perfectamente en el ángulo SE. de la Hoja.

— También hay un nivel acuífero de menor importancia en contacto con las pizarras paleozoicas, representado por la brecha de base del Triás.

## 6 BIBLIOGRAFIA

AGUEDA VILLAR, S. A. (1971).—«Características hidrogeológicas de la cuenca alta del río Segura». *I. CAILAGE*, 1 (3): 1-14.

ALIA MEDINA, M. y otros (1971).—«Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava a Villanueva del Arzobispo». *I. CAILAGE*, 1 (1): 3-18.

AZEMA y otros (1971).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones des Cordilleres Bétiques: Essai de Coordination». *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 91-110.

BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min.*, 73, 363 pp.

BRINKMAN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«El borde externo de las Cadenas Béticas en el sureste de España». Publicado en 1950 en *Public. Extra. Geol. España*, 5:167-290.

DABRIO, C. J. (1970).—«Bosquejo estratigráfico de la región de El Tramo-Pontones-Santiago de la Espada (Zona Prebética, provincia de Jaén)», *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (3): 141-148.

— (1973).—«Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)». Tesis doctoral Universidad Granada, 28, 388 pp.

- DABRIO, C. J., y LOPEZ GARRIDO (1970).—«Estructura en escamas del sector noroccidental de la Sierra de Cazorla y Depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (3): 149-158.
- DABRIO, D. J.; FERNANDEZ, H., y POLO, M. A. (1971).—«La formación de Santiago de la Espada (Mioceno, SE. de la provincia de Jaén)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2 (1): 31-40.
- DUPUY DE LOME, E. (1954).—«Memoria explicativa del Mapa Geológico de la Hoja 815 (Robledo)». *IGME*.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Le Jurassique dans le partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques: le Prebétique et le Subbetique de Cazorla a Huéscar». *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 137-156.
- FOUCARDE, E. (1971).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques: les confins du Prebétique et des chaines Ibériques». *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 157-182.
- GARCIA RODRIGO, B., y PENDAS (1971).—«Consideraciones sobre el Jurásico Inferior y Medio de Albacete».
- GONZALEZ DONOSO, J. M., y LOPEZ GARRIDO (1970).—«Los afloramientos miocénicos de la Hoja de Orcera». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (2): 101-106.
- (1970).—«El Mioceno pretectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (3): 183-191.
- JEREZ MIR, L. (1971).—«Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona prebética en la región Iiso-Elche». *Bol. Geol. Min.*, 81 (2): 117-131.
- (1971).—«Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la zona prebética (prov. de Albacete y Murcia)». *I Chilage*, 1 (1): 249-264.
- (1973).—«Geología de la zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Prov. de Albacete y Murcia)». *Tesis Doct. Univ. Granada*, 740 pp.
- KETTEL, D. (1968).—«Zur Geologie der Ostlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8-159 pp.
- LINARES GIRELA, L., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1973).—«Observaciones sobre la Geología del sector Alcaraz-Robledo». *Bol. Geol. y Min.*, 84 (6): 13-19.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1969).—«Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-Río Madera». *Acta Geol. Hisp.*, 4 (4): 84-90.
- (1971).—«Geología de la zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén». *Tesis Doct. Univ. Granada*, 317 pp.
- LOPEZ GARRIDO, A. C., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1970).—«Características sedimentarias de la formación Chiclana Segura». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (1): 17-21.
- NAVARRO, A., y SAAVEDRA, J. L. (1966).—«Estudio General de un área de la provincia de Albacete». *Not. y Com. IGME*, 86: 7-30.

- PENDAS, F. (1971).—«Definición morfológica de embalses subterráneos del alto sureste español». *I CHILAGE*, 2 (3): 529-550.
- PERCONING, E. (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del terciario en el borde meridional de la Meseta». *I CHILAGE*, 1 (1): 301-328.
- SANCHEZ CELA, V. (1969).—«Consideraciones petrogenéticas sobre el Trías de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén)». *Est. Geol.*, 25: 249-255.
- (1971).—«Estudio geológico del Trías del borde prebético (Linares-Alcaraz)». *Est. Geol.*, 27: 213-238.
- VERA, J. A., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—«Sobre las facies detríticas rojas («red beds») del borde SE. de la Meseta». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2 (3): 147-155.
- (1971).—«Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla. Informe de Recopilación y Síntesis». *IGME-IRYDA*, Madrid.
- (1972).—«Estudio Hidrogeológico de la Zona Oriental de la Mancha». *SGOP-Dpto. Geol. Económica CSIC*. Madrid.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA