



# IGME

827

9-33

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ALCONCHEL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

# ALCONCHEL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTECNIA Y CI-MIENTOS, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

*Geología de Campo:* Alfredo Muelas Peña.

*Petrografía:* Facultad de Ciencias de Salamanca, bajo la dirección del señor Figuerola.

*Asesor:* José Luis Hernández Enrile.

*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 - 28.023 - 1976

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

## **INTRODUCCION**

La presente Hoja responde al programa estatal para levantamiento del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA).

Aparte de reflejar en ella la cartografía geológica, se incluyen todos aquellos detalles de posible interés económico, tales como minas, indicios de mineralizaciones, probables acuíferos, materiales canterables, etc. En este sentido nos limitamos a exponer los datos obtenidos a través de nuestras observaciones y de aquellos otros recopilados, a partir de los cuales podrían realizarse ulteriores investigaciones orientadas a fines de tipo geoeconómico.

La zona de estudio está situada en el extremo occidental de la baja Extremadura dentro de la provincia de Badajoz y a 50 kilómetros al sur de la capital.

Las localidades incluidas en el área en cuestión son: Alconchel, Táliga, San Benito de la Contienda, San Jorge y Santo Domingo, expuestas por orden decreciente en importancia.

La geomorfología de la zona está condicionada por los materiales y la tectónica de la región. En este marco del zócalo hercínico penneplanizado de la baja Extremadura se reconocen dos superficies: una primera correspondiente a la superficie de cumbres o de relieves residuales, que viene representada por las alineaciones montañosas que definen generalmente los horizontes calizos del Cámbrico Inferior y complejos volcánicos. La se-

gunda, sensiblemente inferior entre cotas medias 300-350 m., se desarrolla preferentemente en la zona central y meridional del área estudiada. En esta superficie existen restos de formaciones pliocuaternarias.

Por último, en la anterior superficie aparece encajada la red fluvial actual, la cual está poco desarrollada, destacando únicamente el río de Olivenza con numerosos arroyos subsidiarios generalmente secos durante la mayor parte del año.

Geológicamente la zona de estudio se halla enclavada en la franja hercínica del SO. peninsular correspondiente al dominio Ossa-Morena (LOTZE, 1945) de la mitad meridional del Macizo Hespérico.

Las formaciones aflorantes corresponden en parte al núcleo del anticlinorio Olivenza-Monesterio y al flanco meridional de dicha macroestructura. Por otro lado, los materiales ordovícico-silúricos del borde occidental, constituyen una parte del flanco oriental del sinclinorio Terena-Hinojales.

Existen masas ígneas de carácter intrusivo y extrusivo, destacando entre todas ellas el «granito de Barcarrota» y el «granito de Valverde», dando este nombre por su proximidad a la citada localidad. Por otra parte, se debe citar la formación volcánica ácida a techo del Cámbrico Inferior como consecuencia de la amplitud de su afloramiento.

Para el presente trabajo se ha utilizado un mapa topográfico especial para MAGNA, complementado con fotos aéreas a escala aproximada 1:33.000. A todo el estudio de campo debe añadirse el realizado en el Laboratorio de Petrología de la Facultad de Ciencias de Salamanca, bajo la dirección del señor Figuerola. Ha consistido en el estudio de 311 secciones delgadas con el fin de conocer la naturaleza de los distintos niveles rocosos aflorantes, así como para poder establecer los caracteres petrogenéticos de las formaciones ígneas y de los materiales metasedimentarios aflorantes en el área estudiada.

Al mismo tiempo que se desarrollaba la labor cartográfica se estudiaron los diferentes elementos tectónicos (fracturas, esquistosidades y ejes de pliegues), con el fin de determinar la geometría de las estructuras de deformación y fases de plegamiento.

La datación de las diferentes formaciones ha tenido que establecerse a base de correlaciones estratigráficas con otras ya conocidas, debido todo ello al carácter azoico de las mismas. En general hemos de señalar la gran similitud litológica entre las formaciones aflorantes en esta Hoja con las de la región, aunque es cierto que se presentan algunos rasgos particulares de carácter singular que serán descritos en el capítulo de estratigrafía.

Los trabajos previos al presente son de carácter regional. Los que inciden más directamente en el mismo son los llevados a cabo durante la confección de la misma Hoja para el Programa Sectorial de Investigación de Minerales de Hierro - Reserva del Suroeste (I. G. M. E.); MESEGUER y PRIETO (1944) y KALTHOFF (1964) consignan algunos datos de la misma Hoja. Otras apor-

taciones más recientes, intrínsecamente ligadas a nuestra zona, son las de P. BARD y J. P. FABRIES (1970) sobre el macizo de Barcarrota. La más reciente de todas ha sido la de R. VEGAS (1973) durante la confección de la Hoja de Villanueva del Fresno.

La relación de otros autores consultados para la realización del presente trabajo viene incluida en la Bibliografía al final de la Memoria.

## 1 ESTRATIGRAFIA

### 1.1 INTRODUCCION

En la presente Hoja se hallan representadas formaciones que abarcan desde el Precámbrico Superior hasta el Silúrico.

La datación de las mismas se ha llevado a cabo mediante correlaciones con aquellas otras formaciones de edad conocida y con facies semejantes. Esto ha sido posible dada la evidente continuidad regional con que se presentan varias unidades litoestratigráficas, tales como las calizas del Cámbrico Inferior, pizarras ampelíticas con graptolites del Silúrico, etc., y cuyas facies caracterizan la estratigrafía del SO. del Macizo Hespérico.

### 1.2 PRECAMBRICO SUPERIOR (PC<sub>2</sub>)

Los materiales que se han venido considerando del Precámbrico Superior (Serie Negra) se manifiestan en la región estudiada en forma de bandas con gran extensión de afloramiento y ocupando los núcleos de megaestructuras anticlinales. Estas son el anticlinorio cuyo eje se ha denominado Badajoz-Córdoba, y el de Olivenza-Monesterio, respectivamente.

El afloramiento con mayor interés es el que ocupa el núcleo del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Esta formación pelítica con tramos cuarcíticos y grauwáckicos constituye el núcleo del anticlinorio Olivenza-Monesterio (ALIA MEDINA, 1963), cuyo eje estaría representado a lo largo del afloramiento de mayor extensión de la Hoja que nos ocupa.

El conjunto Precámbrico está constituido fundamentalmente por pizarras negras-grises arcillosas, en las que se intercalan paquetes de grauwackas de potencias generalmente métricas. Estos materiales presentan un gran contenido de fragmentos líticos de composición feldespática con un tamaño de grano entre fino y medio.

En algunos tramos de la Serie Negra, los episodios grauwáckicos pueden desplazar en importancia a las pizarras.

Fuera de la Hoja y en el punto kilométrico 98,100 de la carretera Olivenza-Valverde, aparece un banco de caliza negra lenticular de espesor centimé-

trico, que viene a corroborar la presencia de horizontes calcáreos intercalados entre materiales pelíticos de la Serie Negra.

Junto con estos materiales existen horizontes esporádicos de cuarcita negra a muro y techo de la serie. Son de grano fino, muy duras, lo que origina en ocasiones resaltes en el relieve. Se presentan generalmente en bancos tabulares con espesores que oscilan entre 0,5 y 12 m.

Consideramos que la sucesión en el terreno de estos niveles cuarcíticos se debe a plegamiento, aunque no se puede descartar la posibilidad de que se trate de distintos paquetes.

El carácter discordante de este Precámbrico con formaciones cámbricas suprayacentes no está claramente reflejado en esta Hoja. Sin embargo, se viene reconociendo por diversos autores la presencia de una discordancia a través de los conglomerados basales del Cámbrico Inferior que, junto con rocas volcánicas ácidas, caracterizan el límite Cámbrico-Precámbrico.

En un recorrido realizado con HERNANDEZ ENRILE fuera de la zona de estudio se localizó una serie conglomerática junto con tobas y rocas volcánicas ácidas en el pueblo de Valverde de Leganés. Atribuimos este afloramiento a la serie de transición Precámbrico-Cámbrico, reflejando un cambio notable en la sedimentación.

Los contactos tanto oriental como occidental de la formación precámbrica con el Cámbrico Inferior están mecanizados. Esta observación es más clara en el flanco oriental al ponerse la cuarcita negra en contacto con calizas. En el flanco occidental suponemos una falla N.-S. que separa ambas formaciones discordantes, aunque realmente sea muy difícil establecer la verdadera línea que los separa, a no ser por la ausencia de cuarcitas negras en la formación detrítica del Cámbrico Inferior (CA<sub>1</sub>).

En el afloramiento nororiental de la Hoja, el Precámbrico está constituido por litofacies semejantes a las descritas. Aparecen bancos potentes de cuarcitas negras intercaladas en paquetes de pizarras y grauwackas.

Por lo que se refiere a la potencia de la serie precámbrica, es difícil de precisar, debido al fuerte plegamiento y a los contactos mecánicos con series suprayacentes. No obstante, consideramos que supera los 2.000 m.

### 1.3 CAMBRICO

Se establecen cuatro formaciones fundamentales, que si bien presentan litologías muy similares por la naturaleza detrítica en tres de ellas, en conjunto se diferencian entre sí lo suficiente como para poder individualizar cada una.

Estas formaciones son:

1.3.1 Formación detrítica inferior (CA<sub>1</sub>).

1.3.2 Formación calcárea (CA<sub>1c</sub>).

1.3.3 Formación detrítica superior ( $CA_{1q}$ ,  $CA_1^p$ ,  $CA_1^s$  y  $CA_1^m$ ).

1.3.4 Formación detrítica del Cámbrico Inferior-Medio ( $CA_{1-2}$ ).

1.3.5 Formación volcánica ( ${}_pV_a^1$ ).

### 1.3.1 Formación detrítica inferior ( $CA_1$ )

Yace a ambos flancos del anticlinorio Olivenza-Monesterio, estando constituida por un conjunto de pizarras grises arenosas, arcosas y grauwackas.

En el flanco oriental, la similitud de facies detríticas del Cámbrico Inferior ( $CA_1$ ) con las de la serie infrayacente ( $PC_2$ ) ha ocasionado dificultades para poder establecer el contacto entre ambos, ya que no existe la serie basal del Cámbrico Superior que en otras zonas define el límite con el Precámbrico (Valverde de Leganés, Cala, etc.). Independientemente de que las facies pizarrosas sean algo diferentes, nos hemos basado para definir el contacto entre ambas formaciones en la ausencia de cuarcitas negras.

Como ya hemos referido, aparece en la localidad de Valverde de Leganés, fuera de zona, un conglomerado poligénico con fragmentos de rocas volcánicas, tobas y volcanitas ácidas que recuerdan a las facies de grano fino de la formación porfiroide de Cala (HERNANDEZ ENRILE, 1970). Se sitúan estratigráficamente por encima de la Serie Negra y debajo del horizonte de calizas del Cámbrico Inferior, equivalente a las calizas con Arqueociátidos de Alconera.

Consideramos que esta formación corresponde a la serie basal del Cámbrico Inferior. No obstante, sería conveniente realizar un estudio detallado de la citada formación, del cual se podrían desprender valiosos datos que contribuirían a definir el límite Precámbrico-Cámbrico de esta región.

Los materiales del Cámbrico Inferior ( $CA_1$ ) que yacen en el flanco occidental del anticlinorio difieren algo sus facies con los anteriormente descritos. Se trata de un conjunto predominantemente pelítico de pizarras silíceas con tramos bandeados de tonos grises y en ocasiones sericíticos. Se intercalan niveles de cuarcita blanca con espesores generalmente decamétricos, así como arcosas y episodios grauwáckicos.

El paso de la serie infrayacente a esta formación no está claramente definido, debido a que existe una franja milonítica que pone en contacto ambas formaciones.

Ai correlacionar esta serie detrítica con la del Cámbrico Inferior detrítico estudiado en las estribaciones occidentales de Sierra Morena (Constantina, Cazalla de la Sierra, Ventas Quemadas, etc.), encontramos notables diferencias, destacando entre todas ellas la disminución de potencia. En la serie cámbrica inferior, Tambor (SIMON, 1951), estudiada por nosotros con motivo de la confección de la Hoja de Constantina, distinguimos un tramo



inferior muy potente de areniscas y cuarcitas ( $\approx 200$  m.). Encima, un conjunto de pizarras y grauwackas con rasgos distintivos muy diversos. Coronaba esta serie una formación de pizarras en alternancia con finos lechos calcáreos (pizarras tableadas) que marcaban el paso a las calizas con Arqueociátidos.

Al comparar las dos series se podría equiparar únicamente el tramo intermedio, es decir, aquel que comprende pizarras, grauwackas y areniscas. Los otros dos términos no están representados en Alconchel.

En conjunto, se puede admitir una potencia para la serie detrítica descrita ( $CA_1$ ) de unos 250 m.

### 1.3.2 Formación calcárea ( $CA_1^c$ )

Por encima del conjunto detrítico pizarroso ( $CA_1$ ) del Cámbrico Inferior yace una formación calizo-dolomítica equiparable al horizonte calizo de facies Alconera con Arqueociátidos.

Está considerada como nivel guía del Cámbrico Inferior del SO. peninsular ibérico.

En la zona de estudio aflora en ambos flancos del anticlinorio Olivenza-Monesterio, y está constituida fundamentalmente por calizas grises y blancas de grano fino a grueso, marmorizadas y con superficies rojizas, debido a la alteración en algunos paquetes masivos. Generalmente se presentan en bancos con estratificación poco definida y de aspecto masivo.

En algunos casos, estos paquetes calcáreos ponen de manifiesto una microestratificación que refleja el grado de tectonización a que se han visto sometidos.

Son muy comunes las intercalaciones de tramos de calizas dolomíticas, calcoesquistos y pizarras con potencias que no sobrepasan los 20-30 m.

El espesor total de la formación calcárea oscila entre 200 y 300 m.

Los tonos rojizos de las calizas se acentúan en los valles y áreas deprimidas, coincidiendo con un recubrimiento eluvional arcilloso rojizo, producto en su mayor parte de la decalcificación de calizas.

### 1.3.3 Formación detrítica superior del flanco occidental del anticlinorio

( $CA_1^q$ ,  $CA_1^p$ ,  $CA_1^s$ )

En contacto mecánico con la formación calcárea más occidental se superpone una potente serie detrítica, constituida por tres tramos, los cuales hemos procurado diferenciar con la máxima objetividad.

El cabalgamiento de las calizas sobre esta formación puede explicar el que no afloren en este flanco las pizarras de facies Alanis, Cala, etc., con

fauna de trilobites del Cámbrico Inferior, que con carácter regional se superpone a las calizas.

De muro a techo, se definen los siguientes tramos.

#### 1.3.3.1 *Tramo cuarcítico* (CA<sub>1</sub><sup>q</sup>)

Aparece en contacto con las calizas, y aunque sus características son prácticamente constantes en toda la formación, se observa una disminución de potencia hacia el Norte, para pasar por cambio lateral a subarcosas.

En conjunto, está constituido por pizarras arenosas con intercalaciones de bancos cuarcíticos de color gris, muy compactas, con estratificación masiva y tabular, siendo el tamaño de grano medio a fino. Hacia el Norte se produce un cambio lateral al pasar a areniscas arcólicas con textura sacaroide, color blanco y buena estratificación.

En este tramo encontramos afloramientos de rocas volcánicas básicas interestratificadas indistintamente en los metasedimentos detríticos pizarrocuarcíticos, siendo más frecuentes en la mitad septentrional.

Estas manifestaciones volcánicas las consideramos como episodios precoces del volcanismo básico característico del techo del Cámbrico aflorante en Sierra Morena occidental.

#### 1.3.3.2 *Tramo pizarroso* (CA<sub>1</sub><sup>p</sup>)

Sobre la formación descrita anteriormente (CA<sub>1</sub><sup>q</sup>) yace un tramo de pizarras grises, algo arenosas, con intercalaciones de niveles decimétricos a métricos de cuarcitas y areniscas e incluso algunos episodios de naturaleza subgrauwáckica. Al igual que en el anterior tramo, se intercalan rocas volcánicas básicas de composición y textura diabásica.

#### 1.3.3.3 *Tramo arenoso* (CA<sub>1</sub><sup>s</sup>)

Se caracteriza por la presencia de un potente horizonte detrítico de naturaleza arcólica con textura grosera, color blanco y que se extiende a lo largo de todo el tramo.

La estratificación es de carácter masivo, fracturándose en bloques de considerable superficie y dureza, dando origen a fuertes relieves (Buena-vista, Castillo de Alconchel, etc.).

Es en este tramo donde existen rocas volcánicas ácidas tipo riolitas (<sub>p</sub>V<sub>a</sub><sup>1</sup>).

Además de estas rocas claramente volcánicas, el examen microscópico revela la existencia de rocas piroclásticas ácidas, clasificadas como tufitas, aunque la presencia de estas últimas está muy localizada en puntos distantes entre sí y sin ninguna relación aparente entre ellos.

La potencia conjunta de los tramos descritos puede estar comprendida entre 500 y 700 m.

### 1.3.4 Formación detrítica superior del flanco nororiental del anticlinorio

(CA<sub>1</sub><sup>m</sup>)

En el borde NE. de la Hoja aflora una banda de pizarras versicolores que hacia el O. son fundamentalmente grises y verdes, mientras que hacia el E. van adquiriendo progresivamente unos tonos morados intensos con fractura astillosa. Esporádicamente, estas pizarras están cortadas por sills de rocas diabásicas de potencia métrica.

La facies de esta formación pizarrosa es equiparable a la dada por SCHNEIDER (1939) en Cala; TEIXEIRA (1954), en Bila-Boin, y SIMON (1951), en Alanís.

Hacia el muro se observa un progresivo enriquecimiento en carbonatos, de modo que la roca pizarrosa se transforma en otra pelítico-calcárea con estructura bandeada, correspondiendo los tonos claros a carbonatos, y los oscuros a fracciones pizarrosas verdes y moradas. Hemos de señalar, sin embargo, que esta última facies pizarroso-calcárea no se desarrolla uniformemente a lo largo del contacto con calizas, atribuyendo tal hecho al carácter mecánico del mismo en diversos puntos de la corrida, aunque tampoco debe desestimarse la posibilidad de cambios laterales de facies.

### 1.3.5 Formación detrítica del Cámbrico Inferior-Medio (CA<sub>1-2</sub>)

Aunque la hayamos incluido dentro de todo el conjunto detrítico, su descripción debe hacerse acompañada de la del complejo volcánico ácido situado a techo del Cámbrico.

En conjunto posee las mismas características que cualquiera de los tres tramos antes mencionados, pero su posición stratigráfica es superior a las mismas.

Está compuesta por pizarras y arcosas sacaroides, muy deleznales, que ocupan siempre zonas deprimidas. Dominan las primeras sobre las vaguadas.

Hacemos mención, por último, a afloramientos de jaspilita, íntimamente asociados a arcosas, marcando estos (jaspes) la parte más alta del Cámbrico aquí representada (CA<sub>1-2</sub>).

El espesor estimado está comprendido entre 20 y 50 m.

### 1.3.6 Formación volcánica (<sub>p</sub>V<sub>a</sub><sup>1</sup>)

A techo del Cámbrico Inferior y comprendiendo el Cámbrico Medio se desarrolla una potente serie volcánica ácida de tipo riolítico-dacítica, con intercalaciones de las pizarras y arcosas (CA<sub>1-2</sub>), en completa concordancia.

La matriz tiene un color azulado y su naturaleza es silíceo. Mineralógicamente está compuesta por fenocristales feldespáticos blancos prismáticos, llegando a medir 3 cm. en su máxima dimensión (Cerro de la Cubana) y adoptando una dirección paralela a la esquistosidad.

Texturalmente son porfídicas holocristalinas.

Los ensayos de laboratorio —microscopía— han calificado con término «pórfido granítico» a la mayoría de las rocas incluidas en este complejo volcánico. Este nombre sólo indica un concepto textural y una similitud composicional, pero sin aportar ideas de génesis. No obstante, por criterios de campo se puede afirmar que se trata de rocas volcánicas perfectamente concordantes con el Cámbrico infrayacente.

Además de este vulcanismo ácido, también hemos observado, pero no cartografiado, rocas básicas tipo espilita, pero cuyo desarrollo métrico no permitía representación.

La potencia de esta formación no es evaluable al estar su contacto oeste fallado. De cualquier forma la estimamos en unos 300 m.

#### 1.4 ORDOVICICO

En la actualidad no se conocen en la región series del Ordovícico con dataciones faunísticas, aparte de las correlaciones realizadas por autores precedentes en la confección de trabajos y Hojas geológicas.

La posición estratigráfica está basada en su situación por debajo de niveles cuarcíticos de edad Llandovery y a techo del complejo volcánico cámbrico.

Debido al contacto mecánico con las series cámbricas (cabalgamiento de Juromenha), no se ha podido determinar el muro real de la serie. No obstante, hemos diferenciado unos tramos que, entre sí, reúnen suficientes características como para individualizarlas cartográfica y estratigráficamente.

La descripción de la serie de muro a techo es como sigue:

##### 1.4.1 Tramo de pizarras sericíticas (O<sub>1-2</sub>)

Se encuentran en contacto mecánico con las volcanitas ácidas del Cámbrico ( ${}_{p}V_a^1$ ). Su naturaleza es arcillosa y su nombre ha sido asignado precisamente por la presencia de sericita, la cual les confiere un color verdoso con irisaciones de aspecto céreo y suaves al tacto.

La potencia observada puede superar los 150 m.

##### 1.4.2 Tramo de pizarras bandeadas (O<sub>2-3</sub>)

Situadas a techo de las anteriores y en concordancia con las mismas, yace una formación de facies pelítica bandeada.

La alternancia de lechos milimétricos detrítico-cuarzosos con otros pelíticos, les confiere el aspecto bandeado que les da nombre. La geometría de la deformación queda perfectamente dibujada en estas finas bandas, y es en ellas donde mejor pueden apreciarse los pliegues de primera fase deformados por la segunda deformación hercínica.

En conjunto se puede estimar una potencia comprendida entre 300 y 400 m.

#### 1.4.3 Tramo de pizarras silíceas (O<sub>3</sub>)

Se manifiestan dando relieves acusados en medio de una tónica general de suaves pendientes e incluso originan crestones que destacan localmente en el paisaje.

Las pizarras tienen colores grises y negros, aunque por efecto de meteorización aparezcan con tonalidades rojizas y ocres.

A modo de intercalaciones dentro de las pizarras, encontramos paquetes cuarcíticos de espesor centimétrico, de color gris y estructura tabular. Por cambios laterales de facies, dichos paquetes cuarcíticos tienden a desaparecer.

La potencia estimada se aproxima a los 200 m.

### 1.5 SILURICO

Los diferentes afloramientos representados en cartografía corresponden al flanco oriental del sinclinorio Terena-Hinojales.

En conjunto se trata de una serie pizarrosa de características prácticamente iguales a las Ordovícicas, si bien al observar con detenimiento, pueden destacarse algunos rasgos peculiares que definen a cada tramo de los aquí representados.

La datación se ha establecido siguiendo el trabajo de KALTHOFF (1963), el cual atribuye a la base del Silúrico unos bancos de cuarcita blanca (S<sub>1</sub><sup>A</sup>). A partir de este nivel definido hemos levantado la cartografía geológica, pero también utilizamos los conocimientos estratigráficos establecidos durante la elaboración de Hojas geológicas vecinas.

Puesto que no hallamos ningún afloramiento de pizarras con graptolites, toda la datación se ha elaborado siguiendo criterios de facies y niveles litológicos peculiares (litas) en correlación con datos procedentes de otros autores.

#### 1.5.1 Tramo de cuarcitas blancas (S<sub>1</sub><sup>A</sup>)

Como anteriormente indicamos, marcan el paso Ordovícico-Silúrico.

En general es un nivel muy continuo, si bien es cierto que los acuñamientos no son raros hasta el punto de perderse completamente.

Además de su interés estratigráfico, destaca el valor económico al ser portador de mineralizaciones cupríferas de origen sedimentario. De modo local pudimos observar, fuera de la zona, estratificación cruzada.

El espesor está comprendido entre 0,5 y 3 m.

### 1.5.2 Serie de transición ( $S_{1-2}^{B-B}$ )

Asignamos este nombre a un conjunto de pizarras silíceas de color gris violáceo que están en tránsito entre las cuarcitas de Llandovery ( $S_1^A$ ), y las liditas con pizarras del techo de la serie silúrica (Wenlock-Ludlow).

Un rasgo característico en estas pizarras es su fractura astillosa.

A techo de la serie se sitúa un tramo arcósico sacaróide con formas prismáticas muy uniformes.

La potencia conjunta de la serie está comprendida entre 50 y 100 m.

### 1.5.3 Tramo de liditas y pizarras carbonosas ( $Sq_{1-2}^{B-B}$ )

Constituye el techo de la serie silúrica, si bien es verdad que debido al recubrimiento terciario, así como a la acción del hombre, es muy difícil localizar afloramientos susceptibles de un detallado estudio; es únicamente en trincheras de carreteras donde, de modo aislado, aflora algún tramo lidítico de extensión métrica.

Los lechos carbonosos descritos por otros autores, aquí no han sido hallados, por lo que la fauna de graptolites está ausente.

La potencia estimada no supera los 15 m.

### 1.6 Terciario ( $T_{C1-2}^{B-B}$ )

En ausencia de fauna y dada la escasa extensión de afloramiento, la datación sigue el mismo criterio que en anteriores apartados, es decir, apoyarnos en el trabajo de autores pasados. Estos consideran una edad Mio-Plioceno para un conjunto de sedimentos arenosos, arcillosos y con cantos sueltos de cuarzo blanco.

La potencia está comprendida entre 7 y 12 m.

### 1.7 CUATERNARIO (QAI, QG)

Hemos distinguido dos tipos de afloramientos dentro de los materiales atribuidos a esta edad: aluviales y glaciales.

El Cuaternario aluvial tiene muy escasa representación, debido a la casi nula importancia de la red fluvial. Solamente hemos distinguido dos peque-

ños ojales en los que se aprecian cantos rodados de granito y cuarcitas, pero cuyo grado de madurez no es grande. Estos afloramientos se hallan en el contacto occidental del granito de Barcarrota con el Cámbrico Inferior (CA<sub>1</sub>).

En relación a los glaciares, su superficie de afloramiento es mayor que los aluviales, y la representación de los mismos se sitúa en el límite norte de la Hoja. Forman parte de una llanura que se extiende por Olivenza, Villarreal y llega a Portugal, y por el Este se prolonga hasta las proximidades de Valverde de Leganés.

La génesis de estos glaciares es probablemente por disgregación mecánica y química de rocas preexistentes. Los sedimentos acumulados en las zonas bajas son, en general, del tipo arcilla de decalcificación, aunque les acompañan fragmentos de naturaleza granítica, pizarrosa y, sobre todo, carbonatada. La Sierra del Alor habrá sido, sin duda, el área fuente de suministro de material calcáreo a los dos afloramientos que le limitan lateralmente.

El espesor de estas costras cuaternarias está comprendido entre 1 y 4 m., aproximadamente.

## 2 TECTÓNICA

### 2.1 RASGOS ESTRUCTURALES

En la región de estudio se manifiestan parte de dos megaestructuras. La más amplia de ellas se refiere al anticlinorio de Olivenza-Monesterio, que comprende tanto al núcleo precámbrico como a sus flancos, donde yacen metasedimentos del Cámbrico. La segunda sólo se manifiesta en el borde oeste, y únicamente aparece una parte del flanco oriental del sinclinorio Terena-Hinojales, donde los metasedimentos que afloran son de edad Ordovícico y Silúrico.

Las citadas estructuras se manifiestan con dirección hercínica (NO.-SE.) característica a lo largo del cinturón variscico de Sierra Morena y con una clara vergencia hacia el SO. Aparecen interrumpidas y afectadas por emplazamiento de cuerpos graníticos posttectónicos, y por una fracturación tardihercínica de dirección NE.-SO.

A partir de las observaciones llevadas a cabo con carácter regional, así como por la información existente, se pueden poner de manifiesto movimientos en la vertical o epirogénicos, predecesores a la tectónica hercínica de plegamiento.

Del estudio estructural se desprende la existencia de tres fases de deformación. Las dos primeras son hercínicas sinesquistosas, y la tercera, de edad tardihercínica, se desarrolló generalmente por encima del frente de esquistosidad.

## 2.2 FASES DE DEFORMACION PREHERCINICAS

### 2.2.1 Fase asintica

Como ya hemos expuesto en el apartado anterior, los materiales precámbricos aparecen representados por una potente y monótona formación de pizarras con grauwackas y episodios de cuarcitas negras intercaladas. A esta formación se superpone, en discordancia sensiblemente angular, una serie detrítica acompañada de conglomerados lenticulares y formaciones volcánicas ácidas, revelando todo el conjunto un notable cambio en las condiciones de sedimentación para los comienzos del Cámbrico Inferior.

De todo ello se deduce una deformación asintica al estilo de grandes abombamientos, los cuales motivaron la discordancia regional que se manifiesta entre materiales precámbricos (Serie Negra) con los suprayacentes del Cámbrico Inferior (CA<sub>1</sub>).

Coexistiendo con este tipo de deformación, que preferentemente juega en la vertical, se desarrolló una etapa erosiva junto con un volcanismo ácido como el que se viene reconociendo en la región con el nombre de rocas porfiroides de transición.

### 2.2.2 Fases sárdicas

Se viene reconociendo en el SO. peninsular ibérico la existencia de movimientos sárdicos definidos por la presencia de horizontes conglomeráticos basales, además de sensibles discordancias angulares. En la región cartografiada no podemos asegurar la presencia de ninguna de ellas.

Por lo que se refiere a la discordancia intracámbrica (fase salaírica), no hay ninguna manifestación que la pueda confirmar de modo claro, como puede hacerse en otras regiones relativamente poco alejadas. Por otra parte, la fase sárdica no es observable, debido al cabalgamiento del complejo volcánico del Cámbrico sobre el Ordovícico Inferior. No obstante, se considera que el volcanismo espilitico y riódacítico que se emplaza en los niveles superiores del Cámbrico aflorante responde a una fracturación sincrónica a deformaciones de gran radio, con movimientos en la vertical que originarían una fracturación por la que ascenderían los materiales volcánicos (HERNANDEZ ENRILE y GUTIERREZ ELORZA, 1968).

No se reconocen fases de plegamiento antehercínicas, e incluso para tiempos precámbricos no se han encontrado deformaciones que pudieran ser atribuidas a una tectónica precámbrica, debido en parte a la intensidad de las fases de plegamiento hercínicas, siempre y cuando ésta hubiese tenido lugar.



## 2.3 FASES DE DEFORMACION HERCINICAS

En el transcurso de la evolución tectogenética perteneciente al desarrollo del Orógeno-Variscico en Sierra Morena Occidental, se manifiestan dos fases de plegamiento sinquistosos y coaxiales.

### 2.3.1 Primera fase de plegamiento

La primera deformación hercínica está caracterizada por pliegues en general de geometría isoclinal con fuerte vergencia al Sur. Junto con este plegamiento se desarrolla una esquistosidad de plano axial ( $S_1$ ), que en unos casos es de fractura, como ocurre en las formaciones ordovícicas y silúricas, mientras que en otros es de flujo, como hemos podido observar al microscopio en muestras de metasedimentos del Precámbrico.

La dirección del plegamiento es claramente hercínica (ONO.-ESE). Sin embargo, está afectada por las direcciones de plegamiento de fases posteriores, y más concretamente por la fase tardihercínica de dirección N.-S. que más adelante describiremos.

La amplitud de los pliegues varía desde escalas centimétricas y decimétricas a hectométricas, manifestando su geometría la fuerte intensidad de plegamiento, que incluso llega a dar pliegues tumbados.

Asociados a esta primera fase se originan fallas inversas y cabalgamientos con planos de bajo ángulo, que con posterioridad son deformados por la segunda fase hercínica.

La edad que atribuimos a esta primera fase de deformación hercínica, en función de los recorridos realizados regionalmente, es pos-Devónico-Carbonífero Inferior. Otros autores la consideran como del Devónico Superior pre-Viseense. Tanto el autor de la Hoja como el doctor HERNANDEZ ENRILE reconocen que la esquistosidad que afecta a las formaciones devónicas y del Carbonífero Inferior de la banda piritosa, al sur de Huelva, responden a esta primera fase de deformación hercínica.

### 2.3.2 Segunda fase de plegamiento

Viene definida por la presencia de pliegues con geometría ortorrómbica, deformando a los ejes B de los micropliegues de la primera fase.

Por otra parte, esta segunda deformación es responsable de las grandes estructuras cartografiadas, ligeramente vergentes hacia el SO.

Sincrónicamente a los pliegues de segunda fase se desarrolla una esquistosidad de fractura de plano axial ( $S_2$ ) con espaciamientos irregulares y originando en los materiales pelíticos crenulaciones y «strain-slip».

La dirección de plegamiento (NO.-SE.) es coaxial con la anterior y algo más norteada.

Esta segunda fase tectónica de plegamiento origina un efecto de cataclasis al granito de Barcarrota. La edad de la misma la consideramos poseense.

### **2.3.3 Tercera fase tardihercínica**

Se manifiesta a escala regional al deformar las estructuras precedentes con dirección norte. Por otra parte, se han podido observar pliegues decimétricos con dirección N.-S., que deforman las esquistosidades  $S_1$  y  $S_2$ . Dichas deformaciones se presentan de forma local y esporádica, de donde se deduce la poca influencia de la misma.

La mencionada etapa de plegamiento se originó por encima del frente de esquistosidad, estando acompañada de un sistema de diaclasamiento y fracturación con direcciones muy norteadas.

### **2.3.4 Tectónica de fracturación tardihercínica**

Con posterioridad a las diferentes fases de plegamiento se desarrolla un sistema de fallas en dirección en gran parte originadas durante etapas precedentes, que desplazan las correspondientes estructuras generales durante la primera y segunda fases hercínicas.

Dichas fracturas en dirección (decrochement) responden a un sistema conjugado de dirección dominante NE.-SO. con otras de menor cuantía y de dirección NNO.-SSE.

## **3 HISTORIA GEOLOGICA**

A partir de la potente y monótona secuencia de materiales que constituyen la denominada Serie Negra (Precámbrico Superior), se deduce la continuidad de los diversos factores que condicionaron la deposición de la serie precámbrica, así como una estabilidad en el transcurso de la sedimentación para toda el área del suroeste del Macizo Hespérico, si bien otros autores han reconocido un umbral de sedimentación en la región de Aracena durante el Precámbrico (HERNANDEZ ENRILE, Tesis doctoral. Inédita).

Esta etapa de sedimentación tan continua fue interrumpida por los movimientos asínticos en forma de grandes abombamientos que motivaron una fase erosiva que viene reflejada parcialmente en la serie basal del Cámbrico Inferior.

La secuencia de los distintos horizontes litoestratigráficos que definen

el Cámbrico de la región, demuestra una etapa transgresiva en el transcurso del mismo. Se inicia ésta con una serie detrítica con intercalaciones pelíticas, así como conglomerados y rocas porfiroides asociadas.

La sedimentación de estos materiales fue seguida de una deposición carbonatada de facies marinas poco profundas (arrecifes). Posteriormente se da un cambio importante en las condiciones de sedimentación, lo cual motiva una superposición de sedimentos detríticos con facies muy heterogéneas y potencias considerables.

En las últimas etapas de sedimentación del Cámbrico se desarrolla un vulcanismo cuyas emisiones iniciales son de quimismo básico del tipo diabasa-espilita, y culmina con una potente formación de volcanitas ácidas de composición riolítico-dacítica.

Este último vulcanismo difiere, en cuanto a su quimismo, con las facies de volcanitas básicas tan características a techo del Cámbrico Medio de Sierra Morena occidental.

Por lo que se refiere a etapas de sedimentación posteriores, se produce una importante deposición de materiales pelíticos que, según correlaciones establecidas, deben corresponder al Ordovícico y Silúrico. En las últimas etapas, los episodios de pizarras ampelíticas junto a intercalaciones lidíticas (facies de pizarras con graptolites), manifiestan un ambiente de sedimentación con características euxínicas para la última etapa de sedimentación silúrica.

A través de la geología regional, se reconocen en este área dos fases de deformación hercínicas sinesquistosas.

En el transcurso de la primera fase se generan pliegues isoclinales con fuerte vergencia al Sur, junto con cabalgamientos que constituyen un rasgo tectónico importante en toda el área. Dicha primera etapa de deformación se desarrolló con posterioridad al Devónico-Carbonífero Inferior.

La segunda fase afecta a estructuras anteriores, con desarrollo de una esquistosidad  $S_2$  de plano axial y con generación de grandes estructuras, así como pliegues menores de tipo «chevron». Esta fase afectó al batolito de Barcarrota. El emplazamiento del mismo tuvo lugar después de la primera fase de plegamiento y en el transcurso de la segunda.

Tras estas dos fases de deformación se emplazan diversas masas intrusivas, destacando entre todas ellas el granito de Valverde.

Por último, se manifiesta una tercera fase de deformación tardihercínica que está caracterizada por dar origen a pliegues de amplitud diversa, desde centimétrica a kilométrica y dirección N.-S.

A esta fase le sigue una etapa de fracturación con desarrollo de fallas en dirección («dicrochement»). Para los tiempos alpidicos se reconoce una reactivación de las fracturas tradihercínicas y una sedimentación detrítica de edad mio-pliocena sobre un zócalo hercínico penneplanizado.

## 4 PETROGRAFIA

El estudio de secciones delgadas ha comprendido tanto a metasedimentos como a rocas ígneas intrusivas y volcánicas. Dentro de las metasedimentarias se escogieron aquellas que por su aspecto externo hacían suponer o una complejidad litológica, o bien indicasen un grado de metamorfismo que viniese reflejado en sus minerales constituyentes.

El estudio de las muestras tuvo como resultado el poder establecer la naturaleza de los materiales que constituyen la estratigrafía de la región.

En cuanto a las rocas intrusivas, se realizó un minucioso muestreo con el fin de obtener la composición de los diferentes cuerpos intrusivos y poder llegar a obtener las relaciones cronológicas en cuanto a sus emplazamientos.

Por lo que se refiere a los complejos volcánicos del Cámbrico, se dedicó gran atención por las características que reunían, no sólo bajo el punto de vista de composición, sino también textural, ya que están afectados por las deformaciones hercínicas.

Por todo ello, damos en este apartado mayor importancia a la descripción de rocas ígneas.

### 4.1 ROCAS METASEDIMENTARIAS

Incluimos en este apartado todos los metasedimentos comprendidos entre el Precámbrico y Silúrico.

En los materiales aflorantes es evidente el predominio de sedimentos pelíticos, cuyas texturas apenas difieren entre sí, y solamente se han podido observar en algunas láminas delgadas variaciones en cuanto al contenido de cuarzo y micas.

La textura es lepidoblástica de grano fino; como minerales esenciales tenemos: cuarzo, sericita y biotita. Los accesorios son: circón, turmalina, apatito y opacos.

La asociación cuarzo-biotita ( $\pm$  moscovita) es propia de la facies de esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita, originada a partir de sedimentos pelíticos. A veces, la biotita se presenta en dos generaciones distintas, una en pequeños cristales alargados, según la esquistosidad  $S_1$ , y otra en láminas mayores que marcan la dirección de crenulación.

#### *Arcosas:*

En general, su textura es clásica, inequigranular.

Sus minerales esenciales son: cuarzo, microclina, feldespato potásico y

plagioclasa. Como accesorios destacan: circón, turmalina, apatito, leucoxeno y opacos.

#### **Cuarcitas:**

Textura granoblástica, heterogranular. Como componentes mineralógicos esenciales destacan cuarzo y sericita. Los accesorios son: circón, turmalina y opacos.

#### **Cuarcitas:**

Textura granoblástica, heterogranular. Como componentes mineralógicos esenciales destacan cuarzo y sericita. Los accesorios son: circón, turmalina y opacos.

## **4.2 GRANITOIDES**

Describiremos dentro de este apartado los dos afloramientos más destacables de la Hoja:

Granito de Barcarrota y  
Granito de Valverde.

### **4.2.1 Batolito de Barcarrota ( $x\gamma^2$ , $xX_q^2$ , $O^2$ )**

Dentro del batolito se han diferenciado tres variedades litológicas dominantes, dos de composición ácida y una básica.

La que mayor amplitud alcanza dentro del amplio afloramiento se refiere a un tipo de granito biotítico cataclástico ( $x\gamma^2$ ) con textura holocristalina, inequigranular e hipidiomórfica.

Como minerales esenciales en su composición, entran: cuarzo, microclina, plagioclasa cálcica y/o biotita-moscovita.

El tamaño de grano es de medio a grueso.

En muchas preparaciones se observa feldespato potásico en grandes láminas y tectonizado. La biotita también está flexionada, presentando inclusiones de opaco. El cuarzo de las bandas miloníticas ha recrystalizado en mosaico con extinción ondulante y fuerte elongación.

Hacia el SE., este granito presenta deformaciones perceptibles en el campo, que con el estudio de microscopio se han determinado como sienitas alcalinas con cuarzo ( $xX_q^2$ ).

Su textura es holocristalina, hipidiomórfica, cataclástica. Como minerales destacan: albita, cuarzo y microclina.

El tamaño de los cristales de feldespato potásico supera en más del

doble ( $\approx 2$  cm.) a los del granito biotítico. La matriz que los envuelve es cuarzo-feldespática.

Hemos de reseñar aquí la aparición de un xenolito de caliza que es cortado por la carretera Barcarrota-Valverde de Leganés.

La posición relativa de uno respecto al otro puede explicarse por proceso de stoping magmático, constituyendo este afloramiento un testigo excepcional que no ha sido asimilado («roof-pendant»).

En el borde suroriental, el quimismo de la roca es básico, habiendo sido clasificadas como gabros anfibólicos y dioritas. La textura es holocristalina, inequigranular e hipidiomórfica.

Como minerales esenciales están: plagioclasa (anortita), clinopiroxeno y hornblenda. Los clinopiroxenos generalmente se encuentran incluidos como núcleos en los cristales de hornblenda.

La relación de estas rocas básicas y el granito s.l. no es claramente definible, si bien en las proximidades de Barcarrota (cruce de carreteras con Valverde y Táliga) se observa cómo la roca básica es cortada por venas de leucogranitos, induciendo ello a considerar el conjunto básico como predecesor del ácido.

En el conjunto Precámbrico existen manifestaciones intrusivas de rocas gábricas, así como sills de diabasas.

Respecto a las demás rocas básicas que aparecen intercaladas entre materiales cámbricos, consideramos que se trata de diques o «sills».

En general se trata de diabasas ocasionalmente muy alteradas. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa sericitizada y anfíbol.

#### 4.2.2 Granito de Valverde ( $b\gamma_{23}$ , $X_q^{A23}$ )

Si bien en el anterior grupo pudimos hacer distinciones cartografiables, no sucede lo mismo en éste, y es por ello que se incluyan dentro del mismo conjunto sienitas alcalinas y granófiros.

Fundamentalmente se diferencia del de Barcarrota en que no manifiesta orientación tectónica a ninguna escala. Así pues, su emplazamiento es claramente posterior al primero (Barcarrota).

La textura es holocristalina, hipidiomórfica.

Como minerales esenciales poseen microclina (pertita) y hornblenda. Los accesorios son: clinozoisita, plagioclasa, cuarzo, epidota y opacos. En algún caso el cuarzo es esencial.

El granófiro está constituido por feldespato potásico y dos generaciones de cuarzo; el cuarzo primario es intersticial, y el secundario, mirmequítico con textura gráfica.

También aquí destacamos la presencia de dos xenolitos de caliza del mismo tipo que el anteriormente mencionado.

### 4.3 ROCAS VOLCANICAS ACIDAS ( $\begin{smallmatrix} b \\ p \\ a \end{smallmatrix} V_a^1$ )

El estudio petrográfico las ha clasificado de modo general con el nombre de «pórfidos graníticos», obedeciendo únicamente a criterios texturales y a la propia composición de la roca.

Los minerales esenciales son: cuarzo, albita, feldespato potásico y clorita.

La textura es holocristalina, inequigranular, porfídica, aunque también han sido observadas estructuras fluidales en preparaciones distintas del afloramiento.

Sucede de modo general que hay una fracturación posterior a los fenocristales, que los rompe y desplaza, originando filoncillos de cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa están en «patches»; los opacos gruesos parecen proceder de la reabsorción de un férrico.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA

Sobre la superficie de la Hoja cartografiada, se ha procurado prestar máxima atención a todos aquellos indicios mineros, que bien por haber sido explotados en la antigüedad, o porque sólo sean simples diseminaciones superficiales, no están actualmente en fase de extracción.

El marco geológico ya ha sido ampliamente expuesto en apartados anteriores, limitándose en éste a dar un resumen del mismo en las zonas en que hemos señalado mineralizaciones.

En esencia, son dos las minas que han sido explotadas; la más importante de ellas es la denominada «Las Herrerías», localizada en la formación detrítica superior del Cámbrico y señalada en el plano con las siglas  $CA_1^p$ . Es precisamente en este lugar donde se produce la mayor concentración de mena (hierro), pero a lo largo de toda la formación existen frecuentes diseminaciones de óxidos metálicos sobre cuarcitas y areniscas. Con absoluta certeza se trata de una mineralización singenética perfectamente concordante con las rocas encajantes. La mena metálica es de magnetita-hematites.

En la Sierra de Los Conejos ( $CA_1^c$ ), situada al oeste de Tálaga, hallamos una antigua labor en calizas ( $CA_1^c$ ) en la que únicamente se puede reconocer mineral férrico en las escombreras.

Por último, hemos de referirnos a un paquete de cuarcitas blancas, situado en la base del Silúrico ( $S_1^A$ ), que gozan de gran continuidad de Sur a

Norte y que son portadoras de mineralización cuprífera (calcopirita) sedimentaria. En el corto tramo que entra en esta Hoja no hay indicios de la misma, pero sí comprobamos su presencia en las proximidades del arroyo Fregamuñoz.

De los tres horizontes litoestratigráficos con mineralizaciones, destacamos en primer lugar la formación del Cámbrico Inferior-Medio. En ella se sitúa la mina «Las Herrerías», la cual ha sido estudiada más intensamente por varias razones:

- Facilidad de observación.
- Carácter sedimentario.
- Riqueza aparente del criadero, y
- Posible interés futuro.

Geológicamente se halla encuadrada en el Cámbrico Detrítico Inferior-Alto, siendo su litología de areniscas, cuarcitas y volcanitas básicas.

La mena metálica está constituida por magnetita-hematites, aunque parece ser que las primeras extracciones iban orientadas al cobre, siendo así que sean frecuentes las diseminaciones de malaquita impregnando cuarcitas, e incluso a los paquetes de magnetita.

Las mineralizaciones más destacables se concentran en dos puntos distantes uno de otro un kilómetro, en los cuales existen labores excavadas en las laderas y cumbres de la singular orografía de cada uno de ellos.

En ambas zonas mineralizadas, las labores mineras están alineadas según la estructura de plegamiento y, en consecuencia, concordantes con las formaciones adyacentes.

La longitud aproximada de labores dispersas es de unos 2 Km., variando la profundidad de las mismas en razón a la mena buscada: cuando extraían cobre sólo excavaban rozas superficiales; si buscaban hierro, abrían pozos y galerías de hasta 40 m. de profundidad.

Las dos zonas de mineralizaciones observadas no están una en prolongación de la otra y no existe unión visible entre ambas en superficie, a no ser que se realice en profundidad por medio de una estructura isoclinal. El reconocimiento realizado no proporciona ningún criterio que permitiese sospechar la presencia de alguna falla de desgarre que hubiese ocasionado desplazamiento de una corrida respecto a otra. A escala muy local y dentro de las labores más meridionales, sí se aprecian pequeños desplazamientos de los paquetes de mineral, ocasionados por fracturas ortogonales a la dirección de las capas.

Por lo que se refiere a la génesis de estos yacimientos, sólo podemos establecer una hipótesis, dado el escaso margen de información a que hemos tenido acceso. Es muy probable que las rocas volcánicas básicas que acompañan a la serie detrítica hayan influido, sino directamente, sí al



menos indirectamente al servir su conducto de salida como canalizador de las emisiones mineralizantes.

Puesto que estas coladas se han prodigado a través de todo el Cámbrico Inferior-Medio y no con igual intensidad, es lógico suponer que algo similar ha sucedido con las efusiones minerales.

Como se deduce de lo antedicho, preconizamos un origen volcano-sedimentario para este tipo de yacimiento, igual que sucede con otros tantos dentro de las provincias de Badajoz-Sevilla y en general en el Cámbrico de Sierra Morena occidental.

En un muestreo realizado al azar en puntos donde afloraban gruesos paquetes de mineral, en escombreras y labores, ha dado un contenido en hierro, como media, del 44 por 100, mientras que de cobre obtuvimos un 0,28 por 100.

Hicimos una cubicación de las reservas existentes, considerando una longitud de afloramiento de 2.000 m., potencia mínima de 15 m., profundidad media de 80 m. y densidad de la magnetita 5,18.

Potencia:  $2.000 \text{ m.} \times 15 \text{ m.} \times 80 \text{ m.} \times 5,18 = 12.432.000$  toneladas.

Esta cifra multiplicada por dos supondría las reservas probables, o sea, aproximadamente unos 25 millones de toneladas.

Nuestros cálculos están sujetos a las limitaciones propias del cometido esencial, cartografía geológica, pero qué duda cabe que un aumento de escala en observaciones, acompañado de riguroso muestreo, daría resultados más concretos que los anteriormente apuntados.

*Sierra de Los Conejos:* Las mineralizaciones aquí apenas si tienen interés, al menos así lo parece, dado el escaso número de indicios existentes, tanto de mineral como de antiguos trabajos de extracción.

Al NE. de Tálaga encontramos una tenue mineralización de magnetita-hematites intercalada entre los planos de estratificación de las calizas, pero que con mucha frecuencia se reducía su espesor (0,5-1,0 m.) hasta desaparecer completamente.

Hacia el SO. de Tálaga y en prolongación de Los Conejos, ahora llamada Sierra Morena, comprobamos la existencia de una antigua labor, que según comunicación oral de los nativos, sirvió para extraer cobre. Efectivamente, su presencia estaba denunciada por los vivos colores de malaquita que impregnaban las calizas.

En general, y a lo largo de toda la serie carbonatada, hemos observado mineralizaciones pilíticas que, posiblemente en algún caso, pueden enriquecerse en cobre, y de ahí la formación de los vistosos óxidos. Creemos que este tipo de mineralización es eminentemente epigenética y carente de interés con vistas a posible utilización.

El carácter epigenético dado para el cobre, puede también hacerse extensivo para casi todas las mineralizaciones ferruginosas encajadas en calizas,

porque la esquistosidad de fractura  $S_1$  que afecta a éstas no se refleja en el mineral, con lo que éste será posterior a la fase tectónica y, por consiguiente, pos-sedimentario. Su origen puede ser el mismo que en la mina «Cerro del Hierro» (Sevilla, ejemplo típico de génesis kárstica).

Respecto al tercer horizonte litoestratigráfico, correspondiente a la capa situada a muro del Silúrico ( $S_1^A$ ), aparecen mineralizaciones cupríferas (calcopirita) claramente sinsedimentarias. Evidentemente este nivel cuarcítico, de color blanco, no tiene un origen filoniano, aunque su aspecto externo así lo parezca. Fuera de los límites de la Hoja, dentro de la de Villanueva del Fresno, en el tramo comprendido entre el punto de cruce de dicho banco con el arroyo Fregamuñoz, y unos 50 m. en dirección sur siguiendo la misma capa, al observar detalladamente se ven estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada. Al mismo tiempo, y de forma intermitente, encontramos calcopirita y covellina, unas veces como finas vetas milimétricas, otras como un punteado perfectamente concordante con los planos de estratificación ( $S_0$ ).

Evidentemente éste puede ser el yacimiento de mayor interés, tanto por el valor del mineral como por su carácter sinsedimentario, pero hay un rasgo muy a tener en cuenta: las vetas desaparecen esporádicamente en dirección a la capa y en decenas de metros no hay indicio alguno de su existencia. Es esto último lo que ocurre en el tramo que cartografiamos en la Hoja de Alconchel, y por ello apuntamos nuevamente la necesidad de un estudio más profundo a base de geofísica y sondeos para conocer hasta qué profundidad llegan las cuarcitas y qué ley tiene la mena.

Hemos visto antiguos emplazamientos de sondeos, pero desconocemos sus realizadores y, por tanto, los resultados obtenidos.

### 5.1.1 Conclusiones

A la vista de todo lo anteriormente expuesto, dos zonas merecen un mayor detalle de estudio:

- La formación detrítica superior de calizas ( $CA_{1q}$ ,  $CA_1^P$ ,  $CA_1^S$ ).
- La banda cuarcítica base del Silúrico ( $S_1^A$ ).

Una y otra encajan mineralizaciones sinsedimentarias, y mientras que la primera posee mayor tonelaje, la segunda le aventaja por el elevado valor intrínseco de la mena en cuestión, aunque menor volumen extraíble.

El resto de los indicios carece de importancia por tener amplia dispersión, pero escasa rentabilidad por elevado costo de arranque y poco valor de la mena, al margen, naturalmente, de un origen epigenético que aún dificulta más cualquier plan de labores.

## 5.2 HIDROGEOLOGIA

De modo general, la Hoja de Alconchel se halla enclavada dentro de la España seca y de materiales impermeables. Así pues, el estudio de cualquier acuífero solamente puede plantearse a escala muy local y sólo allí donde las condiciones hidrológicas tengan un mínimo de probabilidades.

Separando las distintas litologías aquí representadas, serán las calizas del Cámbrico las que, en principio, reúnan características más favorables. En efecto, la intensa fracturación a que han sido sometidas las ha conferido una «porosidad» elevada, de modo que es en ellas donde hemos observado los manantiales más caudalosos.

Efectivamente, en la vertiente oriental de la Sierra del Alor (pueblo de San Jorge), hay captaciones poco profundas que actúan de modo continuo a lo largo del año y sin variación apreciable de niveles. Además de la formación caliza suprayacente, descansan sobre ella unos sedimentos cuaternarios muy porosos que proporcionan mayor recarga al acuífero.

Por su propia naturaleza, las rocas intrusivas no constituyen un buen acuífero, salvo cuando por condiciones especiales se ha producido una intensa fracturación que facilita el almacenaje del agua de precipitación. Esta circunstancia se ha dado en las zonas marginales del batolito de Barcarrota. Puesto que las fracturas se amortiguan en profundidad, y la esquistosidad tampoco es muy penetrativa, el coeficiente de almacenamiento siempre tendrá valores muy bajos.

En las proximidades de una ribera (carretera Valverde-Barcarrota) prácticamente seca, y dentro del batolito, medimos el caudal de una captación muy rústica y obtuvimos 10 l/seg. Evidentemente es un caso excepcional, no habiendo sido testigos de ningún otro similar.

El granito de Valverde y el resto de las rocas ígneas no revisten importancia, dado que en ellas no se produjeron distorsiones importantes. Así pues, domina la escorrentía sobre la infiltración.

En el resto de las formaciones detríticas (pizarras, grauwackas y areniscas) las posibilidades de constituir acuíferos son muy bajas, bien sea por la impermeabilidad inherente a la roca, bien por la escasa amplitud de afloramiento.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1963).—«Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (G)*, 61, pp. 247-262.
- ASSMAN, W. (1959).—«Stratigraphie und Tektonik im Norder del Provinz Huelva (Spanien)». *Tesis Fac. Ciencias Mat. y Naturales de Münster*.

- BARD, J. P. (1964).—«Observaciones sobre el Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz), España». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 76, pp. 175-180.
- (1965).—«Introduction à la Géologie de la Chaîne hereynienne dans la Sierra Morena occidental (Espagne). Hypothese sur les caractères de L'évolution geotectonique de cette chaîne». *Rev. Geogr. phys. et Géol. dyn.* (2), 8, pp. 323-337.
- (1966).—«Quelques precisions sur la lithologie du "Silurien de la región d'Aracena" (Huelva), Espagne». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, 83, pp. 93-98.
- (1966).—«Le metamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-iberique». *Tesis Fac. de Ciencias de Montpellier*, 397 págs.
- CADAVID, S., y ELORZA (1971).—«El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz)». *Bol. I. G. M. E.*, V, VI, VII, VIII.
- BARD, J. P., & FABRIES, J. (1970).—«Aperçu petrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena occidental (Espagne)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 81, 2, 3, pp. 112-127.
- DELGADO QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la Hoja núm. 878, Azuaga (Congreso Badajoz)». *Bol. I. G. M. E.*, V, VI, VII, VIII.
- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et métamorphiques du Nord. Est de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme».
- GONCALVES, F. (1970).—«Contribuição para o conhecimento geológico des mármores de Estremoz». *Est. Not. e Trabalhos de Serv. de Fom. Mineiro*, 20, 1-2, pp. 5-11.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970).—«Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores». *Publicaciones J. E. N.*, 170.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1971).—«Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio». *Bol. I. G. M. E.*, V, VI, VII, VIII.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L., y VEGAS, R. (1971).—«Los grandes rastros geológicos del sur de la provincia de Badajoz». *Bol. I. G. M. E.*, V, VI, VII, VIII.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L.—«Tesis doctoral. Inédita».
- HERNANDEZ ENRILE, J. L., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968).—«Movimientos caledónicos (Fases Salaírica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental». *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, 66, pp. 21-28, Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1960).—«Graptolítidos españoles (recopilación de R. FERNANDEZ-RUBIO)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 57, pp. 3-78.
- JONGMANS, W. J. (1956).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO. de España». *Est. Geol.*, 29-30, pp. 19-58.

- KALTHOFF, H. (1963).—«Stratigraphie und Tektonik im Südwesten der Provinz Badajoz (Spanien)». *Tesis Fac. Ciencias Mat. y Nat. de Münster*, 157 págs.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F.; SONET, J., y BOUYX, E. (1970).—«Premiere mesure geochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)». *Geol. en Mignbow*, 49, 4, pp. 297-304.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotectk. Forsch.*, 6, pp. 78-92.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Abh. Math. Naturw., Kl. 1961*, 1, pp. 283-498.
- MESEGUER PARDO, J., & PRIETO CARRASCO, J. (1944).—«Estudio geológico de la zona de Villanueva del Fresno (Provincia de Badajoz)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 13, pp. 167-180.
- PERDIGAO, J. C. (1961).—«Fauna graptolítica gigante típicamente mediterránea en Portugal». *Comm. Serv. Geol. de Portugal*, 45, pp. 519-528.
- (1972).—«O problema da idade des calcários paleozoicos de Barrancos, de Portalegre e de Estremoz». *Rev. de Fac. de Cienc. de Lisboa (2.ª ser.)*, 17, 1, pp. 243-251.
- ROMARIZ, C. (1961).—«Graptoloides dos formacoes ftaníticos de Silúrico português». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 14, pp. 17-30.
- SCHNEIDER, H. (1941).—«Altpaläozoikum bei Cala in der westhchen Sierra Morena». *Tesis. Fac. Cienc. Mat. y Nat. de Berlin*.
- (1951).—«Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien)». *Z. dt. Geol. Ges.*, 103, pp. 134-135.
- SIMON, W. (1951).—«Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)». *Abh. Senkenb. Naturforsch. Ges.*, 485, pp. 31-52.
- TEIXEIRA, C. (1951).—«Notas sobre a geologia da Ragiao de Barrancos e, em especial sobre a sua flora de psilofitineas». *Comm. Ser. Geol. Portugal*, 32, pp. 75-83.
- VEGAS, R. (1968).—«Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24, pp. 85-89.
- (1971 a).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N. de la Provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min.*, 82, 3, 4, pp. 351-358.
- (1971 b).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.*, 27, pp. 412-425.
- (1972).—«Formaciones preordovícicas de Extremadura y Sierra Morena occidental. Su evolución geotectónica». *Tesis Fac. Ciencias de Madrid*, 585 págs.
- (1973).—«Hoja Geológica de Villanueva del Fresno». 32 págs.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA