



# IGME

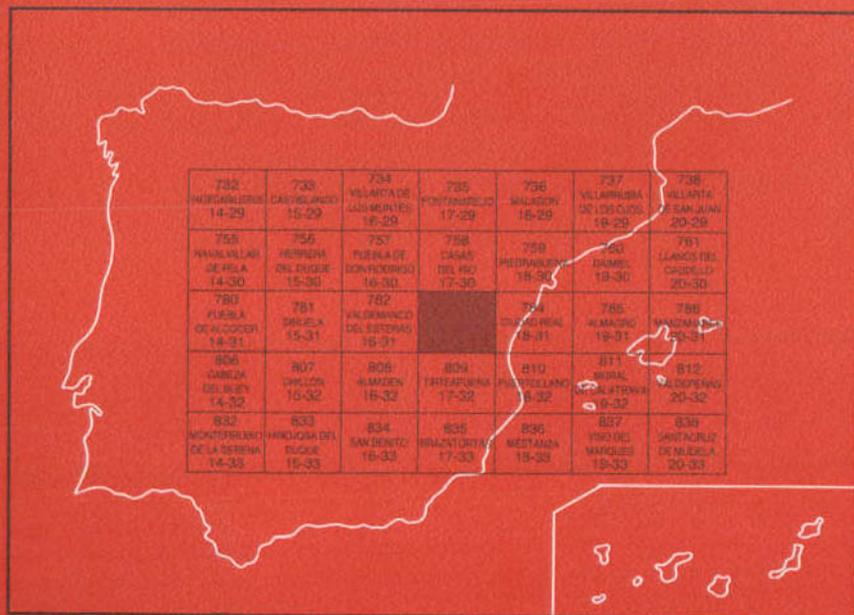
783

17-31

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

### ABENOJAR



**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

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

**ABENOJAR**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La Hoja de Abenojar ha sido realizada como consecuencia del convenio existente a tal efecto entre el Instituto Geológico y Minero de España y Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.

En la realización de esta hoja ha intervenido el siguiente grupo de trabajo:

#### CARTOGRAFIA GEOLOGICA:

Enric Ortega Girones  
Jesús Sánchez Vizcaíno

#### MEMORIA

Enric Ortega Girones  
Jesús Sánchez Vizcaíno.

#### PETROLOGIA

Jesús Fernández Carrasco (CGS)  
Emilio Pascual Martínez (Dpto. Petrología Facultada de Ciencias de Granada).

#### INFORMES PALEONTOLOGICOS:

Miguel A. Arbizu Sonosián y Jenaro L. García Alcalde Fernández (Dpto. de Paleontología, Universidad de Oviedo).

Eladio Liñán Guijarro (Dpto. de Paleontología, Universidad de Zaragoza).

Además, para la realización de la Hoja de Abenojar se ha contado con la cartografía inédita, realizada por la Compañía General de Sondeos, para Minas de Almadén y Arrayanes, S. A., de la zona del domo de Abenojar, ejecutada por Fernández Carrasco y García Portero, a escala 1:25.000.

También se ha contado con la colaboración del ingeniero de Minas don José M.º Zapardiel para la confección de esta Hoja.

## INDICE

	Páginas
<b>0. INTRODUCCION</b> .....	5
<b>1. ESTRATEGIA</b> .....	7
1.1. PRECAMBRICO .....	7
1.1.1. Turbiditas .....	8
1.1.2. Formación Abenojar. Brechas intraformacionales y olistolitos calcáreos .....	10
1.1.2.1. Brechas intraformacionales .....	10
1.1.2.2. Olistolitos calcáreos .....	10
1.1.2.3. Conglomerados .....	11
1.1.3. Sucesión Petrolítico-carbonatada de la Grajera-Cañuelo .....	11
1.1.3.1. Tramo Inferior (Lutitas verdes y calizas) .....	12
1.1.3.1.1. Pizarras y Calizas .....	12
1.1.3.1.2. Cuarcitas .....	13
1.1.3.1.3. Conglomerados .....	13
1.1.3.1.4. Dolomias .....	13
1.1.3.2. Tramo Superior (Lutítico-Grauváquico) .....	14
1.1.3.2.1. Pizarras con Grauvacas .....	14
1.1.3.2.2. Conglomerados cuarcíticos .....	14
1.1.3.2.3. Dolomias .....	14

1.2. ORDOVICICO .....	15
1.2.1. Tremadoc-Arenigiense (Pizarras, Areniscas y Cuarcitas) .....	15
1.2.2. Cuarcita Armoricana. Arenigiense .....	17
1.2.3. Estratos de Pochico. Arenigiense .....	18
1.2.4. Pizarras de Calymene. Llanvirniense-Llandei-loiense .....	19
1.3. Terciario .....	20
1.3.1. Rañas. Plioceno Superior .....	20
1.4. Cuaternario .....	21
1.4.1. Derrubios de Rañas. Rañas semidesmanteladas .....	21
1.4.2. Coluviales .....	21
1.4.3. Aluviales .....	21
1.4.4. Fondos de valle .....	21
<b>2. TECTONICA .....</b>	<b>21</b>
2.1. ESTRUCTURAS PRE-HERCINICAS .....	22
2.2. ESTRUCTURAS HERCINICAS .....	23
2.2.1. Primera fase .....	23
2.2.2. Segunda fase .....	26
2.2.3. Deformaciones tardías .....	27
2.3. EDAD DE LA DEFORMACION .....	29
<b>3. GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>30</b>
<b>4. PETROLOGIA .....</b>	<b>31</b>
4.1. ROCAS IGNEAS .....	31
4.1.1. Rocas Piroclásticas de edad Ordovícica .....	32
4.1.2. Rocas Hipoabisales calcoalcalinas de edad Pre-Hercínica .....	32
4.1.3. Rocas Hipoabisales básicas de edad Post-Hercínica .....	34
4.1.4. Rocas volcánicas recientes .....	34
4.2. ROCAS METAMORFICAS .....	35
4.2.1. Metamorfismo de contacto .....	35
4.2.2. Metamorfismo regional .....	36
<b>5. HISTORIA GEOLOGICA .....</b>	<b>36</b>
<b>6. GEOLOGIA ECONOMICA .....</b>	<b>37</b>
6.1. Minería y canteras .....	37
6.2. Hidrogeología .....	38
<b>7. BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>39</b>

## **0. INTRODUCCION**

La Hoja de Abenojar se encuentra situada al SW de la provincia de Ciudad Real, en una zona a caballo entre los Montes de Toledo y Sierra Morena.

La red hidrográfica principal está formada por el río Guadiana, que atraviesa la Hoja por sus bordes E y N. A él desembocan el Bullaque y el Tirteafuera. También recorre la hoja el río Hojalora, Tributario del Tirteafuera.

El núcleo de población más importante es Abenojar. Los otros pueblos presentes en la Hoja son Luciana y Cabezardos.

Geológicamente, la Hoja de Abenojar está situada en la zona Luso Oriental-Alcudiana, dentro de la división de LOTZE (1954). Así mismo, dentro de la división en zonas que sobre la Península Ibérica realizaron JULIVERT, et al. (1972), queda situada dentro de la zona Centro Ibérica.

Afloran en esta Hoja materiales pelítico-grauvaquicos y carbonatados de edad Precámbrica, cubiertos por una serie detrítica transgresiva de edad ordovícica.

Parte de los materiales precámbricos están plegados suavemente por una fase antehercínica, y además resultaron afectados, junto con los materiales paleozoicos, por la orogenia Hercínica que los plegó y fracturó produciéndoles un incipiente metamorfismo regional.

Frecuentemente, las formaciones precámbricas y paleozoicas están cubiertas en discordancia por sedimentos pliocenos y cuaternarios, a veces de bastante potencia, que dificultan la observación de los materiales subyacentes, así como la interpretación de su estructura. Los materiales pliocenos y cuaternarios ocupan zonas extensas dentro de la Hoja.

También están presentes en la Hoja aparatos volcánicos pertenecientes a la Provincia Volcánica de Campo de Calatrava, de edad Pliocuaternaria, y que se encuentran muy destruidos, siendo algunos difíciles de reconocer.

El relieve actual es de tipo apalachense, resultado de la actuación de varios ciclos de erosión sucesivos. Se distinguen varias superficies de arrasamiento sobre las que se han encajado la red hidrográfica actual, sobre estas superficies de erosión destacan los relieves de Cuarcita Armoricana, que da las mayores cotas (886 m. Sierra de las Majadas).

A pesar de su proximidad con la Hoja de Almadén, de tanto interés minero, y, de limitar con la Hoja de Tirteafuera, en la que se haya ubicada la antaño tan importante mina de San Quintín, la información geológica sobre la Hoja de Abenojar ha sido bastante escasa hasta tiempos recientes.

Entre los primeros trabajos de Geología Regional y Paleontología, que cubren aspectos de esta zona o de zonas próximas, deben destacarse los de DE PRADO (1855), que fue el que estableció, de manera general, la estratigrafía del Paleozoico de la región CORTAZAR (1880) hizo un estudio geológico muy somero de la geología de toda la provincia de Ciudad Real.

HERNANDEZ PACHECO (1932) en su tesis doctoral estudia el vulcanismo del Campo de Calatrava. Más tarde, un alumno de LOTZE, MACHENS (1954) describe los materiales precámbricos del anticlinal del río Tirteafuera, atribuyéndoles una edad Cambrica.

El propio LOTZE (1970) establece, por primera vez, la serie estratigráfica del Ante-Ordovícico de la plana de Argamasilla, de características similares a los de esta zona, siendo el primero en atribuirles edad precámbrica, exceptuando los conglomerados superiores que asimila al Cámbrico.

TAMAIN (1972), en su tesis doctoral, describe y relaciona el Alcudienso a lo largo del Anticlinal de Alcudía y parte del de Tirteafuera, correlacionándolo con todo el Dominio Ibérico Centro-Meridional.

HERRANZ, et al. (1977), intentan una correlación entre los materiales precámbricos de Montes de Toledo y Sierra Morena.

CAPOTE, et al. (1977), estudian los materiales del Precámbrico en la parte central del Macizo Ibérico, correlacionando niveles de calizas del Precámbrico superior en los anticlinales de Valdelacasa, Navalpino y Abenojar.

MORENO (1977), en su tesis doctoral postula el carácter turbidítico de las series pelíticas y grauvacopelíticas del Precámbrico. Asimismo, correlaciona en otro trabajo (1977) los diferentes niveles calcáreos que afloran en los distintos anticlinales, desde Valdelacasa hasta Alcudía, asignándoles una edad Precámbrico Terminal.

ROIZ (1979), en su tesis doctoral, estudia la sedimentación y la estructura hercínica de los materiales anteordovícicos y ordovícicos de la región de Ciudad Real-Puertollano. Establece, de forma definitiva, la secuencia de los materiales anteordovícicos. Divide, por razones de orden estructural la zona de afloramientos anteordovícicos, que se ex-

3

tiende desde la confluencia del Tirteafuera y del Guadiana hasta las sierras al E de Argamasilla, considerada por otros autores (MACHENS, 1954; BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972) como una gran zona anticlinal, en dos zonas anticlinales (Abenojar y Tirteafuera), separadas por un estrecho sinclinal denominado de San Quintín-Villalonso.

## 1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en la Hoja de Abenojar pertenecen al Precámbrico, Paleozoico, Plioceno y Cuaternario.

Los materiales de edad precámbrica afloran en el núcleo de una estructura anticlinal (Domo de Abenojar), que ocupa todo el centro de la Hoja. Están constituidos por dos series diferentes, una pelítico-grauváquico y otra detrítico carbonatada, sobre la que descansa discordantemente un Paleozoico, que comprende desde el Tremadociense superior-Arenigiense inferior hasta el Llandeiloense.

Los materiales paleozoico presentan facies de plataforma poco profunda, y una potencia que alcanza los 1.300 m. La serie comienza con una potente formación detrítica de tipo rítmica, a la que sigue una importante formación cuarcítica y continúa con una sucesión detrítica de pizarras, que presentan interladas algunas pasadas volcánicas básicas. Las formaciones ordovícicas flanquean todo el domo precámbrico de Abenojar, situándose pues, en los bordes de la hoja menos en el borde Sur, ya que el anticlinal precámbrico continúa en la Hoja de Tirteafuera.

Las rañas pliocenas se disponen subhorizontales y discordantes sobre las formaciones prehercínicas en amplios sectores de la Hoja. Existen, además, sedimentos cuaternarios (Coluviones, Aluviones y fondos de Valle) de potencia muy variable, que ocultan los más antiguos.

Las rañas pliocenas se disponen subhorizontales y discordantes sobre las formaciones prehercínicas en amplios sectores de la Hoja. Existen, además, sedimentos cuaternarios (Coluviones, Aluviones y fondos de Valle) de potencia muy variable, que ocultan los más antiguos.

### 1.1. PRECAMBRICO

Los materiales del Precámbrico superior ocupan una gran extensión en la Hoja de Abenojar. Afloran discordantemente por debajo de los materiales detríticos del ordovícico, aunque el contacto pueda estar localmente mecanizado.

Se ha podido diferenciar tres unidades de características litológicas y/o sedimentológicas distintas que son:

- Sucesión turbidítica del Arroyo del Aguilarejo.
- Formación de Abenojar (brechas intraformaciones y olistolitos calcáreos).
- Sucesión detrítico carbonatada de la Grajera-Cañuelo.

Así pues, dentro del precámbrico encontramos representadas facies sedimentarias que tipifican ambientes sedimentarios muy distintos, como son: Facies turbidíticas profundas, facies de talud y facies más o menos someras de plataforma.

Los datos estratigráficos, sedimentológicos y de paleocorrientes, con los que se cuenta en actualidad, no permiten abordar la reconstrucción total del medio sedimentario en todo su detalle.

Recientemente (PUIGDEFABREGAS, 1981) ha sugerido la existencia de una plataforma continental con un sistema turbidítico progradante hacia el SW. Esta interpretación se vería apoyada por la zonación de facies de plataforma/talud/turbiditas, observables en la cartografía.

Dentro de este contexto, la discordancia representada en la cartografía en los alrededores de Abenojar podría ser interpretada como un episodio local, consecuencia de la evolución del medio sedimentario.

Sin embargo, dentro del contexto de esta Hoja se ha podido observar puntualmente (Zona de Tablahiguera, al NW de Abenojar) una discordancia angular muy acusada entre los materiales turbidíticos y la serie detrítico carbonatada. Una situación similar se ha podido observar en las hojas vecinas de Valdemanco del Esteras y Brazatortas (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA, in prep.), coincidiendo siempre con un cambio brusco en la posición de los ejes de los pliegues  $F_1$  y lineaciones de intersección  $L_1$ , más verticalizadas en la serie inferior.

Es prematuro atribuir a esta discordancia un valor regional. De momento los datos paleontológicos no permiten precisar la diferencia de edad entre ambas series, ni tampoco establecer una correlación lateral entre las zonas mencionadas, aunque el conjunto de datos regionales apunta a la existencia de una discordancia intraprecámbrica, aproximadamente, en el sentido que fue postulada por BOUYX (1970).

La escasez y mala calidad de los afloramientos ha impedido seguir cartográficamente esta discordancia dentro del contexto de la hoja estudiada. Este hecho, conjuntamente con la falta de seguridad sobre la amplitud regional del fenómeno, han aconsejado no representar como discordante este contacto en la cartografía. Probablemente, la realización de las próximas hojas Magna en este entorno, permitirán clasificar la extensión lateral de esta discordancia.

### 1.1.1. Turbiditas

Las turbiditas se presentan en esta zona como una serie rítmica muy monótona, donde alternan bancos grauváquicos gris verdosos y lutíticos verdosos, formando secuencias negativas normalmente. Los primeros presentan espesores que no suelen alcanzar el metro. En algunas ocasiones las capas grauváquicas alcanzan 2 y 3 m. de potencia, pudiéndose observar que es debido al amalgamamiento de 3 ó 4 bancos grauváquicos. Lo normal es que la potencia de los bancos grauváquicos oscile entre 10 y 70 cm.

Las capas presentan normalmente bases planas y netas, no siendo frecuentes las estructuras erosivas, aunque sí que se desarrollan estructuras de carga en el muro de los bancos grauváquicos. En la mayoría de los casos la organización interna que presentan estas capas es muy elemental, limitándose a gradación del tamaño de grano, por lo que los bancos grauváquicos adquieren apariencia masiva. Otras veces, esta gradación va seguida de una laminación paralela, débilmente desarrollada (intervalo «b» de Bouma, 1962, y muy raramente se observa una incipiente laminación cruzada, lo cual sugiere un depósito muy rápido de estos materiales.

La continuidad lateral de las capas resulta difícil de precisar, debido a la escasez de afloramiento y su reducida extensión. Cuando las condiciones son apropiadas se pueden seguir capas turbidíticas durante 100 a 200 metros, sin que éstas desaparezcan, por lo que puede pensarse que su continuidad lateral es relativamente grande.

Las turbiditas de Abenojar pueden corresponder a un término intermedio entre las subfacies B<sub>2</sub> y la facies C, dentro de la división en facies que de las turbiditas proponen Walker y Mutti (1973), ya que presentan características comunes a ambas subdivisiones. Así, la pobre organización interna de las capas grauváquicas las asemejan a la subdivisión B<sub>2</sub> y la forma plana y neta de estos bancos junto con su continuidad lateral las asemejan a la facies C. Dentro del esquema de cuenca de Normark (1970) se situarían en una zona de abanico intermedio no canalizado, con lóbulos desposicionales.

Las grauvacas se componen, principalmente, de cuarzo, generalmente volcánico, en una proporción de hasta el 50 por 100 del total de la roca, con tamaño de grano variable entre 4 y 800 micras y con redondez y esfericidad mediana baja. Feldespato (hasta el 20 por 100), con tamaño de grano entre 150 y 300 micras. Fragmentos de roca (entre el 10 y el 20 por 100). Biotitas (5 por 100) y como accesorios circón, apatito, esfena y opacos. Se observa recristalización de la matriz detrítica por efecto de un metamorfismo regional de grado muy bajo, formándose clorita + sericita. Muy frecuentemente la roca presenta contaminación ferruginosa, llegando a alcanzar en ocasiones los óxidos de hierro el 70 por 100 del total de la roca.

Las intercalaciones lutíticas entre los bancos grauváquicos corresponden a una pelita de color verdoso con aportes de cuarzo que pueden alcanzar hasta el 50 por 100 del total de la roca. La matriz es arcilloso-lutítica, muy abundante (35-40 por 100) que recristaliza a sericita y clorita orientadas según una foliación paralela a la estratificación, evidenciando un metamorfismo regional de grado muy bajo. Los óxidos de hierro pueden alcanzar el 15 por 100 del total de la roca. Como minerales accesorios aparecen circón y opacos.

La potencia de esta serie turbidítica es difícil de evaluar con exactitud, puesto que se encuentra replegada y retocada por fallas, pero pueden estimarse que oscila entre 500 y 600 m. No se observa en ningún punto del área estudiada el límite inferior de la formación.

### 1.1.2.1. Brechas intraformacionales

Están formadas por cantos de materiales grauváquicos composicionalmente semejantes a las grauvacas que constituyen la serie turbidítica, inmersos en una matriz inicialmente lutítica. Estos materiales fueron calificados como «pebbly mudstone» por MORENO (1977) y ROIZ (1979). Su aspecto caótico es interpretado como debido al deslizamiento sufrido por estos materiales.

Los cantos tienen diferentes formas, desde redondeados a tabulares, siendo estos fragmentos de estratos rotos, que han sufrido un transporte muy pequeño. Su tamaño es también muy variable, entre 1 cm. y más de 1 m., así como su distribución dentro de la matriz.

En el río Tirteafuera, al sur de la carretera Saceruela-Abenojar, se corta el contacto entre estos materiales y las turbiditas, observándose cómo las turbiditas se sitúan estratigráficamente por debajo de las brechas, aunque en posición estructural de flanco inverso. No obstante, en otros puntos de la hoja puede verse que estas dos facies se relacionan mediante un cambio lateral, pudiendo existir niveles brechoides intercalados dentro de la serie turbidítica y viceversa.

Desde el punto de vista sedimentológico las brechas intraformacionales representan la removilización de capas turbidíticas por avalanchas producidas por la actividad de un talud. Los cantos redondeados pueden representar cantos heredados que ya habían rodado por la plataforma y se incorporaron a la masa que se deslizó por el talud. La presencia de fragmentos de capas grauváquicas implica que llegaron a depositarse los niveles turbidíticos y luego fueron arrastrados y rotos por la removilización. Los intervalos de materiales organizados dentro de las facies de brechas representan momentos de menor actividad en la cuenca, con depósitos de corrientes de turbidez de menor energía (GARCÍA PORTERO y FERNÁNDEZ CARRASCO, 1981).

### 1.1.2.2. Olistolitos calcáreos

Están representados por afloramientos cercanos a Abenojar (calizas del cementerio de Abenojar. ROIZ, 1979). El contacto de las calizas y las brechas no es observable.

Se trata de calizas oscuras, masivas y oncolíticas en la base; hacia la parte superior se hacen más laminadas, presentando alguna intercalación fina de material lutítico que, hacia el techo, aumentan progresivamente de importancia.

Al microscopio se presentan como calizas oncolíticas microfotolíticas, con granos de cuarzo y feldespato, en proporción variable entre el 5 y el 10 por 100 del total de la roca, de tamaño de grano de arena fina-media. Su grado de cristalinidad es alto, así como su contenido en materia orgánica.

Los oncolitos están estructurados en múltiples capas concéntricas de espesores más o menos homogéneos. El interior está frecuentemente recristalizado y es de naturaleza monocristalina.

En el estudio micropaleontológico se han reconocido *Osagia* sp. *Tenuimellata* sp. y *Tenuikatella* sp.? Esta asociación sólo permite precisar una edad Vendiente-Cámbrico inferior, pero teniendo en cuenta que estas calizas se sitúan por debajo de una serie carbonatada de edad Vendiente superior, su edad debe ser considerada como Vendiente.

Las facies de las calizas de Abenojar es consecuencia de la actividad de una comunidad compuesta de algas clorofíceas, cianofíceas y bacterias. Estas «mallas de algas» estarían asentadas en un medio marino somero de alta energía. Depósitos de parecidas características se dan actualmente en aguas submareales cálido-templadas.

Como ya dijimos, el contacto entre las brechas y las calizas no es observable. El hecho de que se trate de una masa carbonatada organizada, formada en un ambiente somero y que se encuentre intercalada en una serie de materiales depositados a una profundidad bastante mayor, ha hecho pensar que se trate de olistolito proveniente de una zona de la plataforma (GARCIA PORTERO y FERNANDEZ CARRASCO, 1981).

Sin embargo, no debe olvidarse aquí la posible existencia de una discordancia angular entre los materiales carbonatados y su sustrato, como se ha descrito en la introducción de este capítulo.

La potencia de la formación Abenojar es del orden de los 1.000 metros, aunque la no existencia de criterios de polaridad fiables, así como la ausencia de niveles guía, dificultan la evaluación del espesor de la formación.

### 1.1.2.3. *Conglomerados*

Tanto dentro de esta formación como dentro de la sucesión de la Grajera-Cañuelo, se intercalan bancos conglomeráticos, siendo más frecuentes en esta última. Representan el relleno de canales. Su potencia varía desde 75 m., en el río Tirteafuera, a la altura del arroyo de las Huertas, hasta 50 cm. Su continuidad lateral no es muy grande.

Todos los conglomerados presentes en el Precámbrico presentan características similares. Están formados por cantos cuarcíticos redondeados, en contacto unos con otros y con tamaños que oscilan entre 0,5 cm. o menos y 4 cm.

Al microscopio se observa que los cantos son de orígenes distintos, pues los hay ígneos y metamórficos, presentando todos ellos evidencias textuales de una importante tectonización (texturas ribbon, extinción ondulante, subgranos, etc.) que no se observan fuera de los cantos. El cemento es poco abundante, menos del 5 por 100 del total de la roca y está formado por granos de cuarcita de tamaño mucho menor que los descritos, junto con sericita, clorita y óxidos ferruginosos.

### 1.1.3. **Sucesión detrítico carbonatada de la Grajera-Cañuelo**

Afloran extensamente en la Hoja, ocupando el flanco NE del anticlinorio de Abenojar. Su litología es variada y los cambios laterales de facies son frecuentes.

### 1.1.3.1. Tramo inferior o tramo de lutitas verdes y calizas

Está compuesto por una alternancia de lutitas verdes («rubanés»), calizas negras (con estructura de corriente) y alguna capa dispersa de grauvacas y/o arcosas. Intercalados dentro del conjunto se encuentran bancos de cuarcitas, dolomías y niveles conglomeráticos.

Se han diferenciado dentro del tramo inferior las siguientes unidades:

#### 1.1.3.1.1. Pizarras y calizas

Son más abundantes las pizarras (Lutitas verdes bandeadas, «rubanés», POIZ, 1979) que las calizas. Las pizarras presentan laminaciones milimétricas o centimétricas de diferente granulometría. Las que presentan tamaño de grano fino son del orden limo-arcilla y están compuestas por sericita, clorita, óxidos de hierro, minerales opacos y cuarzo, este último en una proporción del 5-10 por 100. Los otros niveles son de fracción arena fina. Están formados por cuarzo (40 por 100) y feldespatos (40 por 100) muy alterados, casi transformados en cemento. Los opacos son el 5 por 100 del total de la roca.

Las calizas son oscuras, casi negras. Afloran intercaladas entre las pizarras, en bancos de potencia variable desde 2 cm. a 6 ó 7 metros.

Están formados por un mosaico heterogranular de cristales alotriomorfos de calcita, de tamaño oscilante entre 20 y 300 micras, que generalmente presentan maclas polisintéticas. También aparecen cuarzo detrítico de tamaño arena fina en una proporción del 5-10 por 100, así como elementos terrígenos de tamaño limo en proporción menor al 5 por 100, opacos diseminados y sombras de elementos aloquímicos, que corresponden a fósiles. Las especies que pueden distinguirse son: *Vesicularites* sp., *Vesicularites* cf., *elongatus* Zabrodin, *Crenulata* sp., *Vermicululus contortus* Ber-Sarf, que permiten datar estos materiales como pertenecientes a la parte alta del Vendense Superior.

Se trata de calizas bioclásticas ricas en restos orgánicos resultado de la actividad de bancos de algas en un medio marino intermareal a supramareal, hipersalino y con periódicas influencias continentales.

Las arcosas y grauvacas están presentes en toda la sucesión. Aparecen en bancos de 20-40 cm. de potencia y su abundancia es mayor hacia el techo de la sucesión.

Las arcosas están compuestas de cuarzo (50-70 por 100) y feldespato generalmente alterado a sericita. Como minerales accesorios presenta turmalina, circón, rutilo, micas y opacos. El cemento está formado por sericita y óxidos de hierro.

Las grauvacas presentan como minerales principales cuarzo en proporción variable entre el 50 y el 65 por 100, feldespatos (10 al 25 por 100) muy alterados, transformándose en sericita y óxido de hierro. Como minerales accesorios circón, apatito, rutilo, micas y opacos. El cemento es limolítico-arcilloso y representa el 15 por 100 del total de la

roca. Está compuesto por sericita, clorita, óxido de hierro y sílice microcristalina.

Dentro de esta unidad es frecuente observar fenómenos de deslizamiento a pequeña escala, manifestándose en la presencia de niveles calcáreos que se han roto, quedando fragmentos de calizas poco deformadas y rotados dentro de las pizarras verdes bandeadas. También son visibles estratificaciones lenticulares en las calizas.

#### 1.1.3.1.2. Cuarzitas

Aparecen intercaladas en la unidad anterior con una distribución irregular. Normalmente son cuarzitas blancas con tamaño de grano variable entre 0,5 y 1,5 mm. Están formadas por granos de cuarzo ígneos y metamórficos con un grado de redondez elevado y esfericidad media que constituyen el 95 por 100 de la roca. Como minerales accesorios destacan el feldespato (hasta el 3 por 100). La matriz es muy escasa y el cemento es detrítico muy fino (limolítico-arcilloso) y ferruginoso.

#### 1.1.3.1.3. Conglomerados

Son semejantes a los que han sido descritos en el apartado 1.1.2.3.

#### 1.1.3.1.4. Dolomías

En ambos tramos de la sucesión detrítico-carbonatada es frecuente encontrar bancos dolomíticos de potencia variada y distintas alturas dentro de la serie, constituyendo cuerpos estratificados de geometría lantejonar.

Son dolomías masivas de coloración marrón-beige. Al microscopio presentan una textura en mosaico heterogranular de cristales sub e idiomorfos de dolomita cuyos tamaños oscilan entre 45 y 150 micras. En el mosaico de dolomita destacan zonas más «limpias», que corresponden a estructuras fosilíferas. La textura se compacta, probablemente por diagénesis temprana de una dolomía primaria de características asimilables a facies intramareales.

En otras ocasiones estos materiales aparecen en forma de bancos de mayor continuidad lateral con potencias variables entre 10 y 250 m.

Merece destacarse, por su potencia y extensión lateral, un afloramiento situado en la zona norte del río Hojalora, en el paraje denominado «Cueva de los Muñecos». Es una masa dolomítica de 250 m. de potencia. Al microscopio aparece formada por un mosaico compacto heterogranular de cristales sub e idiomorfos de dolomita ferrosa que varían de tamaño entre 40 y 80 m. Parece que se trata de una roca construida por organismos, posiblemente estromatolíticos. Localmente presentan un aporte detrítico apreciable, con granos de cuarzo de tama-

ño arena. Se observan, además, laminaciones cruzadas similares a las producidas por los ripples de olas, lo cual sugiere un ambiente de sedimentación muy somero.

Por lo que respecta a la potencia del tramo inferior de la sucesión detrítico-carbonatada es variable de unos puntos a otros, alcanzándose potencias máximas de 350 m. y mínimas de 120 m. Son frecuentes también las variaciones en la litología, predominando en algunos lugares las intercalaciones cuarcíticas y en otros niveles calizos.

#### 1.1.3.2. *Tramo superior o tramo lutítico grauváquico*

Es predominantemente lutítico con alguna intercalación arcósica y/o grauváquica, algunos niveles de conglomerados y muy esporádicamente algún banco cuarcítico. A techo y al norte del anticlinorio aparece un importante paquete dolomítico. Los materiales terrígenos de este tramo (grauvacas y arcosas, conglomerados y cuarcitas), así como los dolomíticos son similares litológicamente a los descritos en el tramo inferior.

##### 1.1.3.2.1. Pizarras con grauvacas

Las pizarras que forman este tramo son verdeazuladas, masivas y no presentan bandeado generalmente.

Las intercalaciones arcósicas pueden ser muy abundantes, lo que le da un aspecto flyschoides a este tramo, tal como ocurre en la zona de Tablatriguera en el norte del río Tirteafuera. Ocasionalmente aparecen algunos niveles carbonatados, de unos 2 cm. de potencia dentro de las lutitas masivas.

##### 1.1.3.2.2. Conglomerados cuarcíticos

Semejantes a los descritos en el apartado 1.1.2.3. Son menos frecuentes que en el tramo inferior. Sólo afloran varios bancos en el arroyo de las Pedrazas, al NE de Abenojar.

##### 1.1.3.2.3. Dolomías

Semejantes a los descritos en el apartado 1.1.3.1.4. Están a techo de la formación y afloran al N del cementerio de Abenojar, en la zona de Tablatriguera.

Este tramo superior es muy frecuente en toda la Hoja. Su potencia es muy difícil de calcular dado que normalmente está semiculto por rañas o por derrubios de cuarcitas ordovícicas que suelen aflorar en sus proximidades. En la zona de Tablahiguera presenta 120-130 m. de potencia, pero en el flanco sur del sinclinal de S. Quintín, ya dentro de la Hoja de Tirteafuera alcanza hasta 450 m.

## 1.2. ORDOVICICO

El Paleozoico está restringido en la Hoja de Abenojar a los materiales ordovícicos. Los materiales depositados durante este período son, fundamentalmente, detríticos: cuarcitas, areniscas, conglomerados y pizarras, entre las cuales se intercalan en ocasiones rocas volcánicas y subvolcánicas. El Ordovícico rodea el núcleo del domo de Abenojar formado por materiales precámbricos sobre los que descansa discordantemente.

### 1.2.1. Tremadoc-arenigiense (pizarras, areniscas y cuarcitas)

BOUYX (1970) diferenció para el Ordovícico inferior de esta región dos niveles pertenecientes al Tremadoc-Aregiense.

1. «Serie detrítica de base», con unos 40 m. de potencia, formada por un nivel discontinuo de conglomerados de cantos gruesos (hasta 30 cm.) bien redondeados, de cuarzo, cuarcitas y areniscas, sobre los que aparecen areniscas groseras y microconglomerados en bancos de 0,2 a 1 m. con frecuentes estratificaciones oblicuas.
2. «Nivel rojo», con una potencia de 35-80 m. de pizarra pelítico-arenisco-micaceas, de colores rojos o violáceos, alternando hacia techo con areniscas con pistas (*Haulania* y *Fingulella* sp.).

Aunque la descripción litológica de estos niveles puede considerarse correcta, la característica del color rojo para el nivel superior no debe ser tomada en cuenta como característica primaria de estos materiales, sino que debe producirse por procesos de alteración superficial, que, en algunas ocasiones, afecta también a los materiales precámbricos infrayacentes (BARRANCO, E., com per.).

A pesar de que las elevaciones formadas por la Cuarcita Armoricana están muy recubiertas por coluviones de cuarcitas (resultando difícil ver el contacto con la formación inferior) y de la existencia de rañas, se han podido observar materiales equivalentes a los descritos por BOUYX apoyados sobre el Precámbrico e infrayacentes a la Cuarcita Armoricana.

La edad atribuida a estos materiales Tremadonense Sup-Arenigiense (MORENO et al., 1976; MOLINA CAMARA et al., in lit.) según las dataciones realizadas a partir de icnofósiles y braquiópodos. Los datos de MORENO et al. (op. cit.) pertenecen al dominio de Montes de Toledo, aunque sus autores hacen válidos sus resultados para la Alta Extremadura y el valle de Alcuía. Los datos de MOLINA CAMARA et al. (op. cit.), en cambio, han sido recogidos en una zona separada muy pocos kilómetros de la Hoja de Abenojar.

Esta sucesión alcanza gran extensión y potencia en la hoja, aunque las condiciones de floramiento son bastante precarias, no pudiéndose

ver la serie completa en ningún caso, sino aspectos parciales de la misma.

Los materiales del Tremadoc-Arenigiense constituyen una alternancia de areniscas, pizarras micáceas, limolitas, cuarcitas y conglomerados. Al W de la Casa de la Solana, al norte de Azenojar, puede verse la base de esta unidad, constituida por 10-15 m. de areniscas y cuarcitas, a los que siguen 25-30 m. de niveles de conglomerados blancos rojizos, de cantos de cuarcitas bien redondeados, con base erosiva, estratificación cruzada y granoselección positiva bien marcada, pasando cada nivel conglomerático a areniscas groseras hacia techo.

Al microscopio, estas areniscas groseras se presentan como microconglomerados, con una notable selección (prácticamente carecen de feldespatos) y granos bien redondeados. Los fragmentos de roca más abundantes son los de cuarcitas, con tamaños de hasta 1-2 mm., aunque también los hay de pizarras y areniscas, pero en mucha menor proporción. Los fragmentos de cuarcita presentan una textura en mortero bien desarrollada. La fracción pesada es pobre y constituida sólo por óxidos y ocasionalmente algo de circón.

Por encima de este tramo basal conglomerático, el resto de la serie constituye una alternancia de cuarcitas, areniscas, areniscas-micáceas, limolitas y pizarras.

Las cuarcitas se presentan en bancos decimétricos. Suelen tener laminación paralela y a veces estratificación cruzada planar de bajo ángulo, así como ripples de corriente. Localmente pueden desarrollarse bancos cuarcíticos de varios metros de potencia.

Al microscopio, las cuarcitas están formadas por granos de cuarzo (hasta el 97 por 100) de grano fino, muy redondeados y bien seleccionados. Pueden presentar ocasionalmente cemento ferruginoso, aunque normalmente este es silíceo. Como accesorios aparecen mica blanca y circón.

Las areniscas presentan numerosas laminaciones, paralelas y cruzadas. Están generalmente bioturbadas, presentando numerosas pistas de organismos perforantes (*Diplocaterium*) que rompen las laminaciones. Se presentan generalmente en bancos decimétricos (10-50 cm.).

Al microscopio se pueden clasificar como sub-arcosas. Están compuestas de cuarzo (40-70 por 100) menos seleccionado y redondeado que en las cuarcitas, feldespato en proporciones variables entre el 5-20 por 100, bien redondeado y a veces muy alterado. Las micas pueden constituir hasta el 10 por 100 del total de la roca. La matriz es caolinítica y sericítica y puede llegar a alcanzar contenidos del 15 por 100. El cemento es ferruginoso y ocasionalmente silíceo. Como accesorios se encuentran: circón, rutilo, turmalina, óxidos de hierro y micas blancas, que pueden presentarse agrupados formando laminaciones.

Las pizarras y areniscas micáceas presentan colores rojizos y violáceos por alteración. Son difíciles de encontrar en el campo por estar generalmente recubiertos por derrubios. Se presentan en bancos de 5 a 20 cm.

La potencia de esta sucesión no ha podido medirse directamente en

ningún punto, aunque por medios indirectos este puede estimarse una potencia de 400 a 500 m.

### 1.2.2. Cuarcita armoricana. Areginiense

BOUYX (1969), en su sucesión tipo para el Ordovícico inferior, distingue cuatro tramos por encima del Tremadoc-Arenigiense:

1. «Areniscas inferiores», de 300-400 m. de potencia, constituidos por cuarcitas y areniscas en banco, de más de 1 m. de potencia, con *Scolithus*, algunas intercalaciones de pizarras y niveles de conglomerados en la base. El tránsito a los niveles inferiores (Tremadoc-Arenigiense) es gradual.
2. «Nivel con grandes pistas bilobadas», de 40-50 cm. Se trata de areniscas en bancos finos, con laminación paralela u oblicua, alternando con pizarras arenosas y pizarras blancas micáceas\*, en bancos decimétricos, con pistas de *Cruziana furcifera*, *Cruziana goldfussi* y *Tigillites*.
3. «Areniscas superiores», constituidas por una serie de potentes bancos cuarcíticos (con 4-5 m. de potencia), de color claro, homogéneas, de grano fino y sin intercalaciones pizarrosas. La potencia total para este tramo es de 200-300 m.
4. «Zona de transición a pizarras de Calymene».

\* Los tres primeros tramos de BOUYX pertenecerían a la «cuarcita Armoricana» y el cuarto se ha separado cartográficamente como unidad aposte (alternancia Pochico).

Se distinguen pues, dentro de la cuarcita Armoricana, las barras cuarcíticas separadas por un nivel más arenoso y en consecuencia, más blando.

Al norte del Domo de Abenojar, en la cuarcita Armoricana, pueden apreciarse las tres unidades diferenciadas por BOUYX, aunque con una potencia sensiblemente menor. La primera barra tiene una potencia de 50-60 m., y está constituida por cuarcitas blancas y areniscas ocres en menor proporción. Presenta intercalaciones pizarrosas finas; los bancos son decimétricos a métricos y predominan la laminación paralela sobre la oblicua.

La base está siempre recubierta de derrubios, nunca los tramos basales ni el tránsito a la unidad inferior, por lo que la potencia podría ser algo mayor.

El tramo intermedio no es visible íntegramente en toda la Hoja, por estar recubierto de derrubios de los dos barros. Sólo pueden verse afloramientos dispersos. Está constituida por una alternancia de pizarras oscuras y areniscas beigeas en bancos de 5-20 cm. Su potencia es de 30-35 m.

La barra superior es la más potente, 150 m. Está constituida por cuarcitas blancas en bancos métricos que hacia techo van disminuyendo

progresivamente de potencia, al tiempo que van apareciendo las intercalaciones pizarrosas y bancos arenosos, por lo que el tránsito con la unidad superior es gradual. Localmente este segundo tramo puede desdoblarse en dos barras cuarcíticas con una segunda intercalación arenisco-pizarrosa más blanda, como ocurre cerca de la confluencia de los ríos Guadiana y Tirteafuera.

Como estructuras, presentan laminación paralela, oblicua y estratificación cruzada planar de bajo ángulo. En conjunto, la formación Cuarcita Armoricana representa un conjunto de barras litorales (PUIGDEFABREGAS, 1974).

Los materiales de esta formación se clasifican petrográficamente como cuarciaarenitas u ortocuarцитas. Presentan un porcentaje de cuarzo de hasta el 99 por 100. Los granos se sitúan en contacto entre sí, sin cemento ni matriz. El tamaño de grano es arena fina (125 a 250 micras). La redondez y esfericidad son medio-altos. Cuando existen matriz es sericítica y en proporción es muy escasa. El cemento, de existir, es silíceo o ferruginoso y rara vez alcanza el 3 por 100. Como accesorios se encuentran rutilo, circón, turmalina y mica blanca.

### 1.2.3. Estratos de Pochico. Areginiense

Se ha utilizado esta denominación por corresponder a materiales descritos por TAMAIN (1972) en Sierra Morena occidental, y es la empleada generalmente por distintos autores para este entorno geológico. Corresponde al último tramo de la división del Ordovícico inferior propuesta por BOUYX (1970).

Situada a la espalda de los relieves formados por la cuarcita Armoricana, aparece frecuentemente enmascarada por los derrubios de la misma. El único afloramiento en el que puede realizarse un corte completo es el desfiladero de «Las Terceras» a través de la cual el río Tirteafuera atraviesa las Sierras Ordovícicas para confluir con el Guadiana.

Consta de una alternancia de cuarcitas, areniscas, areniscas micáceas de colores marrón claro a beige, que forman un tránsito gradual entre la cuarcita Armoricana y las pizarras de Calymene; el tamaño y número de los bancos de cuarcita y arenisca, van disminuyendo de muro a techo, aumentando la proporción de pizarras.

Las estructuras sedimentarias dominantes son laminaciones paralelas. Los bancos de cuarcitas presentan base plana y bastante extensión lateral. Parecen constituir canales muy amplios y poco profundos. La potencia total medida para esta formación es de alrededor de 100 m.

Al microscopio pueden clasificarse como subarcosas. Presentan cuarzo, en una proporción variable entre el 25 y 70 por 100 del total de la roca, en los niveles más cuarcíticos. El tamaño de grano medio es entre 125-250 micras y la redondez y esfericidad baja media. El resto de la roca se compone de feldespato potásico (hasta el 6 por 100), plagioclasa (hasta el 5 por 100), mica blanca (hasta el 20 por 100). La matriz es sericítica y puede representar hasta el 30 por 100 del total de la roca,

estando muy escasamente recristalizada. Como accesorios presenta circón, rutilo, turmalina y clorita.

Por lo que respecta a la edad, se han encontrado en la parte media de esta formación *Cruciana foldfussi*, *Roavaltia* sp., que determinan una edad Areginiense, según GARCIA SANSEGUNDO et al. (in lit., a) en la vecina Hoja de Almadén. De acuerdo con estos datos y con las formas encontradas en los materiales suprayacentes, como veremos luego, no puede descartarse que en la parte alta de los «estratos de Pochico» esté ya representado el Llanvirn inferior.

#### 1.2.4. Pizarras de Calymene. Llanvianiense-Llandeiloiense

TAMAIN, G. (1972) describió en Sierra Morena occidental los materiales de edad Llanvirn-Llandeiloiense, situados por encima de las Alternancias Pochico, dividiéndolos en tres tramos: Esquistos del Río, cuarcitas inferiores y Esquistos Botella. En Sierra Morena central y occidental, a estos materiales en su conjunto se les ha denominado Pizarras de Calymene y suelen dividirse en tres tramos equivalentes, perfectamente correlacionados con los descritos por TAMAIN:

Tramo 1: Pizarras de Calymene inferiores.

Tramo 2: Alternancias inferiores.

Tramo 3: Pizarras de Calymene superiores.

De los tres tramos antes definidos, el único que aparece representado en la Hoja es el primero, las Pizarras de Calymene inferiores. La potencia estimada en la desembocadura del río Tirteafuera es de 125 m., aunque no llega a observarse, el techo de la formación está recubierto por materiales aluviales del río Guadiana.

El paso entre las alternancias Pochico y esta unidad es gradual, por lo que el límite entre ambas es impreciso. Después de unos primeros metros de pizarras arenosas, donde aún aparece algún banco de arenisca disperso, se pasa a un paquete de pizarras de colores verdes y grisáceos, ocres por alteración, con fractura astillosa. Conforme se asciende en la serie las pizarras se hacen de grano más fino y van tomando un color gris oscuro. Son frecuentes los nódulos arenosos y limoníticos que contienen a veces restos fósiles en su interior; tienen formas tubulares o elipsoidales y su eje mayor puede alcanzar los 8 cm.

Estas pizarras están compuestas de filosilicatos (mica incolora y/o clorita), de tamaño de grano en general fino. Completan la mineralogía de estas rocas el cuarzo, óxidos de hierro, circón, rutilo y turmalina.

Intercalados con estas pizarras aparecen niveles aislados de rocas piroclásticas de grano fino (cineritas). Se presentan en el campo como una roca deleznable, de colores rojizos, como consecuencia de la alteración. Aunque en general las condiciones de afloramiento son malas, la continuidad lateral de estos niveles parece escasa. Su potencia única pasa de algunos metros.

Los datos paleontológicos que permiten datar esta formación son abundantes. Merecen destacarse las siguientes faunas:

Trilobites: *Nesutetus tristani*, *Eodalmanitina destombesi nava*, *Colpocaryphe* sp, *Iliaenus hispanicus*, *Klonckia drerermani* et glabra, *Dalmanininae* indet.

Braquiópodos: *Hesperorthis* sp., *Cacemia riberoi*, *Dalmanella* aff. parva, *Heterortina*.

Además aparecen bivalvos, artejos de equinodermos, gasterópodos, nautiloideos y graptolites. Todos estos datos definen una edad que va desde el Llanvirniense superior hasta el Llandeloiense inferior, no estando suficientemente comprobada la existencia de Llandeloiense medio en el ámbito de la Hoja. Así pues, no se ha determinado paleontológicamente la presencia de Llanvirniense inferior y las faunas más bajas encontradas pertenecen ya al Llanvirniense superior. No obstante, GUTIERREZ (com. pers.) ha reconocido en áreas próximas la existencia de Llanvirniense inferior cerca de la base de estas pizarras. Este hecho no invalida la posibilidad de que el Llanvirniense esté ya representado en la parte alta de la «Alternancia Pochico».

Por lo que respecta a la edad superior, aunque las faunas más altas encontradas no discriminen bien la presencia del Llandeloiense medio, desde el punto de vista litoestratigráfico es poco probable que se alcance esta edad, ya que en áreas vecinas el tránsito Llandeloiense medio-superior parece realizarse por encima de las «Alternancias inferiores», materiales que nunca llegan a aflorar dentro de esta hoja.

## 1.2. Terciario

### 1.2.1. Rañas. Plioceno superior

Ocupan bastante extensión superficial en la Hoja de Abenojar. Son una formación fanglomerática constituida por cantos de cuarcitas redondeadas, inmersos en una matriz arenoso-arcillosa. El tamaño de los cantos de cuarcita depende de la distancia al área madre, siendo de tamaño bloque en la base de las sierras cuarcíticas, disminuyendo en tamaño progresivamente al alejarse, llegando incluso a desaparecer.

Se encuentran discordantes sobre el Precámbrico y el Ordovícico. Generalmente, su contacto basal dibuja formas planas o de pendientes muy suaves, a cotas que oscilan entre 680-650 m. (Cabezarados-Abenojar) y unos 500 m. (esquina NW de la Hoja).

Hernández Pacheco (1966) en la zona de Mérida (Badajoz) les atribuye una edad Villafranquiense por estar fosilizado al Mioceno superior.

La máxima potencia observable de esta formación es de 15-30 m.

## 1.4. CUATERNARIO

### 1.4.1. Derrubios de rañas. Rañas semidesmanteladas

Los derrubios de rañas constituyen coluviones formados por cantos de cuarcitas redondeadas rubefactas (los mismos que se encuentran en las rañas, de los que proceden) y una matriz arcilloso-arenosa.

Las rañas semidesmanteladas representan restos de rañas que quedan en las superficies que éstos ocupaban y que han sufrido un transporte mínimo.

### 1.4.2. Coluviales

Son depósitos de «pie de monte» inconsolidados, formados por cantos y bloques angulosos de cuarcitas con poca matriz arcilloso-arenosa. Proceden de la erosión de relieves cuarcíticos, preferentemente Cuarcita Armoricana. Pueden alcanzar potencias de 20-30 m.

### 1.4.3. Aluviales

Están constituidos por bloques, cantos y granos bien redondeados de materiales cuarcíticos principalmente formados a expensa de rañas y rañizos sobre los que encajan los ríos y retrabajados por éstos. La matriz es arenosa-limosa clara. La extensión de afloramiento es grande en el caso del río Guadiana. Su espesor es muy difícil de calcular, pero no deben superar unas decenas de metros.

### 1.4.4. Fondos de valle

Están formados por un conjunto de limos, arcillas, arenas y algún canto disperso heterométrico y anguloso de cuarcita. Tapizan la superficie de algunos valles. La potencia es muy reducida, pudiéndose entrever el sustrato en algunos puntos.

## 2. TECTONICA

Los episodios de deformación detectados dentro de la Hoja de Abeñar pueden ser asimilados a dos ciclos orogénicos diferentes: estructuras producidas por deformaciones pre-hercínicas y estructuras asociadas al ciclo hercínico. Las estructuras de primera fase hercínica son las únicas que llevan asociadas una esquistosidad penetrativa ( $S_1$ ).

## 2.1. ESTRUCTURAS PRE-HERCINICAS

En el contexto geológico regional de la presente Hoja son numerosas las referencias bibliográficas que postulan la existencia de episodios de deformación pre-hercínicos (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). En algunas ocasiones se ha citado, además, la existencia de más de una discordancia, situándose una de ellas dentro del ciclo sedimentario precámbrico (BOUYX, 1970; CRESPO LARA, 1972). La existencia de esta discordancia intraprecámbrica ha sido sucesivamente afirmada y negada por diferentes autores, sin que hasta el momento se haya alcanzado un punto de vista uniforme para todos los autores que, desde diferentes puntos de vista, han tratado este problema.

Dentro de esta Hoja, y como se ha explicado en la introducción del capítulo de estratigrafía, se ha detectado una discordancia angular dentro del Precámbrico entre los materiales detrítico-carbonatados del Vendense y su sustrato. Existe, además, la discordancia denominada «sárdica», señalada cartográficamente por la base del ordovicio, el cual se apoya directamente sobre las diferentes unidades estratigráficas diferenciadas en los materiales precámbricos. Se ha discutido ya también la falta de datos para cuantificar la importancia de la discordancia precámbrica, así como su extensión lateral.

Existen, sin embargo, algunas indicaciones, especialmente estructurales, que pueden permitir el esbozo de una correlación de fenómenos, así como diferenciar el diferente significado geotectónico de las dos discordancias antes mencionadas.

En la Hoja de Tirteafuera, número 809 (AMOR y ORTEGA, in lit.), situada inmediatamente al sur de la Hoja de Abenojar, se ha comprobado la existencia de pliegues anteriores a la deformación hercínica cortados claramente por la esquistosidad  $S_1$  y existiendo una falta de paralelismo entre los ejes de estos pliegues y las lineaciones de intersección ( $L_1$ ) a pesar de que la posición de la esquistosidad  $S_1$  se mantiene constante. Relaciones del mismo tipo se han observado en los materiales precámbricos de la Hoja de Siruela (GARCIA SANSEGUNDO, et al, in lit., b).

Dentro de esta Hoja, sin embargo, esta situación no se observa en todos los materiales precámbricos. En los materiales turbidíticos y brechas intraformacionales existe una falta de paralelismo entre ejes y lineaciones (ver Fig. 1), mientras que en la serie detrítico-carbonatada superior los ejes y lineaciones adoptan la misma posición.

Esta diferencia de comportamiento estructural es especialmente clara en la localidad anteriormente mencionada de Tablahiguera, donde se ha localizado la discordancia. En este punto, los ejes de pliegues y lineaciones aparecen subhorizontales en la serie superior (ver Fig. 2), mientras que por debajo de la discordancia están ambos verticalizados (GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA GIRONES, in prep.). Situaciones similares se han observado en áreas próximas, fuera del contexto de la Hoja, como en Valdemanco del Esteras (BOUYX, 1970; GONZALEZ LODEIRO y OR-

TEGA GIRONES, in prep.) y Brazatortas, en el Anticlinal de Alcudia (CRESPO CARA, 1972; GONZALEZ LODEIRO y ORTEGA GIRONES in prep.).

De acuerdo con estos datos parece existir un episodio de plegamiento intraprecámbrico generalizado que daría lugar a la discordancia angular descrita, aunque la falta de datos paleontológicos precisos impide realizar una correlación fiable entre las diferentes zonas.

Por otra parte, el paralelismo entre las estructuras de  $F_1$  hercínica en el paleozoico y en los materiales precámbricos situados por encima de la discordancia angular antes mencionada, confieren a la discordancia sárdica (situada en la base del ordovícico) un carácter eminentemente erosivo, asociada a un proceso de transgresión y sin deformaciones importantes. Este carácter transgresivo hace que el ordovícico se apoye indistintamente sobre los diferentes materiales precámbricos. Así, cuando lo hace sobre las pizarras y grauvacas turbidíticas, este contacto es mediante discordancia angular por superposición de ambas superficies de discordancia, como ocurre, por ejemplo, en amplios sectores del Anticlinal de Alcudia. Sin embargo, cuando el ordovícico se apoya sobre los materiales detrítico-carbonatados de facies más someras (y éste sería el caso en gran parte del domo de Abenojar) tienden a disponerse subparalelamente.

Por lo que respecta a las características estructurales del plegamiento asociado de la deformación intraprecámbrica, no se pueden aportar muchas precisiones geométricas. La ausencia de esquistosidad asociada a estos pliegues (ya que nunca se ha observado como estos pliegues doblan una esquistosidad anterior) indica que debió tratarse de un plegamiento suave. La geometría y posición de los elementos geométricos de estos pliegues es desconocida por haber sido modificados a lo largo de las deformaciones hercínicas, que implican probablemente un replastamiento y rotación de los mismos. A juzgar por las superposiciones de estructuras observables actualmente (ver Fig. 1) puede sugerirse que los ejes de estos pliegues debían estar más nordestados que las estructuras de  $F_2$  hercínica.

## 2.2. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Dentro del ciclo orogénico pueden diferenciarse dos episodios de deformación, siendo el primero de ellos el más importante y el único que da lugar a la aparición de una esquistosidad penetrativa.

### 2.2.1. Primera fase (Hercínica)

Las estructuras originadas por la primera fase de deformación ( $F_1$ ), dentro de la Hoja de Abenojar, constituyen pliegues de plano axial subvertical y con ejes subhorizontales orientados, aproximadamente, N-S. Se trata de pliegues bastante abiertos, con tendencia a morfologías

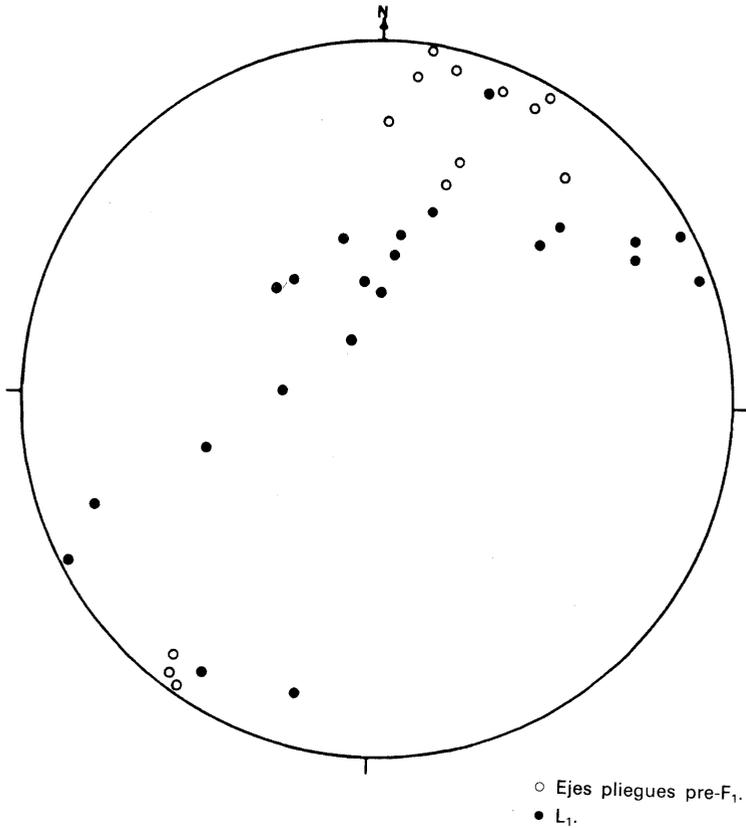


Fig. 1.—Valle del río Tirteafuera.

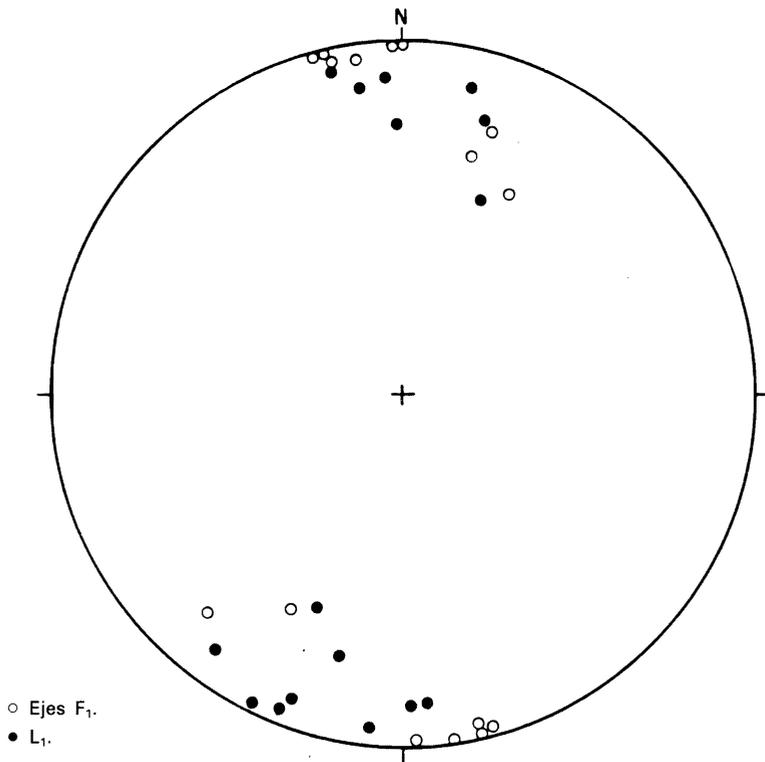


Fig. 2.—Pliegues  $F_1$  en la serie detrítico carbonatada de la Grajera-Cañuelo.

angulosas, con flacos rectilíneos y charnelas agudas. Cuando están desarrollados en los materiales precámbricos, el ángulo entre flancos es menor e incluso se desarrollan flancos inversos (ver corte I-I'), como puede apreciarse, por ejemplo, en las inmediaciones del puente sobre el río Tirteafuera en la carretera de Abenojar a Saceruela.

Es necesario precisar que todas las características descritas anteriormente por pliegues ( $F_1$ ) son bastante atípicos respecto del contexto regional. En efecto, en la mayor parte del dominio de Sierra Morena, las estructuras hercínicas llevan direcciones, que varían de NO-SE a E-O. Así pues, dentro de esta Hoja, todas las estructuras  $F_1$  han rotado hasta adoptar una orientación N-S, como consecuencia de un episodio de deformación posterior, cuyo estudio será abordado más tarde. Durante este proceso, los pliegues  $F_1$  han debido sufrir modificaciones en su geometría, viéndose en algunos casos reaplastados. Este podría ser el origen de los flancos inversos desarrollados en los materiales precámbricos, y que representan una característica bastante anómala en el estilo tectónico de esta fase de deformación. Todas estas razones, además impiden determinar la posible vergencia original de estas estructuras.

Asociada a los pliegues de  $F_1$ , y en posición de plano axial (Fig. 2), aparece una esquistosidad incipiente, únicamente bien desarrollada en los materiales pelíticos. Se trata de un «slaty cleavage grosero», según la clasificación de BASTIDA (1981), que se desarrolla típicamente en zonas con grado metamórfico muy bajo.

Los mecanismos de deformación principales que han contribuido a la génesis de esta esquistosidad, son la rotación mecánica de granos y procesos de «Pressure Solution», caracterizados por los contactos alabeados de los granos y por las líneas enriquecidas en minerales ferruginosos. Los procesos de recristalización asociados a esta esquistosidad son muy reducidos. Localmente, cuando la fábrica sedimentaria preexistente es suficientemente fina, pueden formarse micropliegues que den a la  $S_1$  el aspecto de una crenulación.

## 2.2.2. Segunda fase

Como ya ha sido citado anteriormente, las trazas estructurales de la primera fase hercínica se orientan en esta Hoja según una dirección N-S, adoptando una posición anómala para las estructuras de esta fase dentro del contexto regional. Esta disposición se inicia más al Sur, dentro de la Hoja de Tirteafuera, donde las estructuras de  $F_1$  sufren una brusca inflexión, definiendo pliegues a escala cartográfica, cuyos ejes se orientan NO-SE (AMOR & ORTEGA, in lit.). Parte de las estructuras  $F_1$  recuperan la orientación regional dentro de la hoja de Tirteafuera, mientras que otras se prolongan, siguiendo la dirección N-S a lo ancho de toda la Hoja de Abenojar. En esta última, y a diferencia de lo que ocurría en la de Tirteafuera, esta orientación no afecta exclusivamente a las estructuras  $F_1$  hercínicas, desarrolladas en los materiales precámbricos, si no que, como puede verse en la esquina NO del mapa, los pliegues  $F_1$

desarrollados en los materiales ordovícicos, adoptan esta misma disposición (Figs. 3 y 4).

No llega a apreciarse con claridad si las estructuras  $F_1$  recuperen su orientación regional dentro de la Hoja, al norte de las sierras cuarcíticas, que limitan el domo de Abenojar. Las medidas de la esquistosidad que se han tomado en esta zona no parecen indicarlo así, aunque se trata de medidas poco fiables, por la calidad de los afloramientos y por la naturaleza de los materiales. Este hecho sólo podrá ser comprobado cuando se disponga de cartografías geológicas en la zona situada al N de esta Hoja.

Esta fase de deformación se define entonces en función de criterios principalmente cartográficos, basados en la distorsión de la orientación regional de las estructuras de primera fase hercínica. Además, se producen pliegues muy laxos, orientados en dirección E-W o NO-SE, que interfieren con los pliegues E, dando lugar a figuras cartográficas de interferencia. Así, en la orla de cuarcitas ordovícicas que rodea el domo de Abenojar, se aprecian modelos de interferencias en domos y cubetas, características del tipo 1 de interferencias de Ramsay (1967). No puede destacarse tampoco que esta fase de deformación sea la responsable de la figura de interferencia que, a mayor escala, constituye el domo de Abenojar.

A la escala de afloramiento, las estructuras observables en el campo atribuibles a esta fase son muy escasas. Únicamente algunos pliegues muy abiertos y algunos «Kink-bands», aún más escasos, que por su posición coincidente con los trazos cartográficos de las estructuras  $F_2$  pueden ser relacionados con ella.

El significado tectónico de este episodio de deformación es todavía oscuro a la luz de los datos actuales. El entorno geográfico en el cual las estructuras  $F_1$  están distorsionadas es grande, y excede con amplitud los límites de esta hoja, abarcando hacia el Sur la Hoja de Tirteafuera y prolongándose además hacia el NW.

La observación de imágenes de satélite Landsat de este sector, sugieren que esta distorsión estructural se extienda desde la terminación oriental del Anticlinal de Alcudia hasta la zona situada al No de Herrera del Duque. Probablemente se trate de la removilización de un antiguo accidente, activo durante el precámbrico Superior y/o Paleozoico inferior, durante la orogenia hercínica como banda de cizalla levógira.

La antigüedad del accidente puede deducirse por la relación espacial entre los límites paleogeográficos de las facies precámbricas y el trazado cartográfico del accidente (ORTEGA GIRONES, in prep.). La posible existencia de una cizalla levógira en este sector había sido ya sugerida por ROIZ (1979).

### 2.2.3. Deformaciones tardías

Además de las dos fases de deformación que se acaban de describir, no se han encontrado otras evidencias de deformación más que las fracturas.

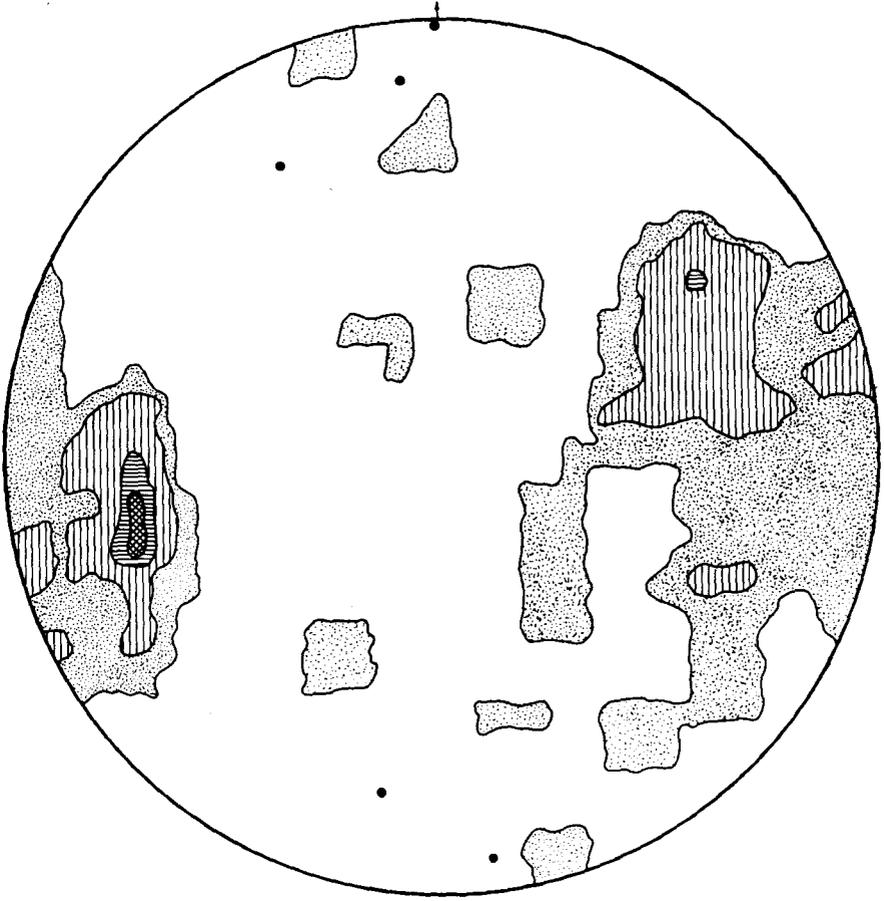


Fig. 3.—49 polos de Sa. Sucesión turbidítica. Río Hojalora.



En el entorno regional de esta hoja, las fracturas más antiguas que se detectan son las que van asociadas a las etapas finales del plegamiento de primera fase, con un trazado paralelo a la dirección axial de los pliegues. En nuestro caso, este grupo de fracturas parece tener una escasa representación, y únicamente las fracturas paralelas a la traza axial del sinclinal desarrollado en cuarcitas armoricanas, existente en la esquina NO del mapa, puede pertenecer a esta generación.

Con posterioridad, aparecen fracturas NO-SE, que, en general, dan lugar a desplazamiento de pequeña magnitud. Este sistema de fracturas ofrece un desarrollo mucho más importante en la contigua Hoja de Tirteafuera, donde, además, se les aprecia un importante componente de «strike slip» dextrógiro.

Dentro de esta Hoja, sin embargo, estas características son inapreciables, y la importancia relativa de este sistema de fracturas disminuye sensiblemente.

Establecer la cronología relativa entre los siguientes grupos de fracturas es más problemático, ya que los sucesivos rejuegos y removilizaciones impiden obtener relaciones de sus intersecciones y apreciar con claridad cuando una fractura está desplazando a otra. Parece, no obstante, que las siguientes de orden de antigüedad sean las fracturas orientadas en dirección NE-SO, con trazados cartográficos bastante largos, y que en el centro del domo de Abenojar cortan con claridad a las fracturas orientadas NO-SE.

De forma aparentemente simétrica y, posiblemente formando un sistema conjugado en el anterior, aparecen fracturas cuyas direcciones oscilan entre NNO-SSE y NNE-SSO. Las relaciones cartográficas impiden apreciar con claridad si realmente se trata de sistemas conjugados.

Por último, aparece un nuevo sistema de fracturas con direcciones que oscilan entre ENE-OSO y E-O, que pueden tener trazados cartográficos bastante importantes, y que controlan la mayor parte de las mineralizaciones filonianas existentes en los materiales precámbricos del anticlinorio de Tirteafuera y en el extremo meridional del domo de Abenojar.

### 2.3. EDAD DE LA DEFÓRMACION

De acuerdo con los episodios tectónicos descritos anteriormente, deben situarse en el tiempo tres ciclos diferentes de deformación.

El más antiguo de ellos (intraprecámbrico) debe situarse antes del Vendense Superior, de acuerdo con los datos paleontológicos disponibles. El tope inferior de esta deformación es dudoso. Tomando como válida la edad Rifeense, atribuida por MITROFANOV y TIMOTEIEF a la serie esquisto grauvaquica (en SAN JOSE, 1983) la deformación habría tenido lugar entre estas dos edades.

Por lo que se refiere al episodio sárdico, y atendiendo exclusivamente a los datos obtenidos en la elaboración de la hoja habría que situarlo entre el Vendense Superior y el Ordovícico Inferior (Tremadoc-Arenig).

Los datos regionales, sin embargo, permiten precisar más esta edad, ya que en el sector de Montes de Toledo se conoce la existencia de materiales del Cámbrico Inferior, concordantes con el precámbrico Superior y discordantes bajo el Ordovícico transgresivo (MORENO, 1976). Así pues, se puede situar esta deformación durante el Cámbrico Medio y/o superior.

La datación de las deformaciones hercínicas es también problemática, como consecuencia de la ausencia de registro sedimentario durante y con posterioridad a la sedimentación.

Los materiales más modernos afectados por la F<sub>1</sub>, que se dispongan en continuidad estratigráfica con el resto del paleozoico infrayacente, se sitúan en el sinclinal de Guadalmez, al sur de Almadén. Estos materiales han sido datados por ALMELA et al. (1962) como Carbonífero inferior-medio (Dinantiense-Namuriense), sin embargo, hallazgos paleontológicos recientes permiten atribuirlos al Devónico superior y más exactamente al Fameniense superior (GARCIA ALCALDE, comunicación personal). Por otra parte, la granodiorita de Fontanosas, que aflora más al sur (Hojas de Almadén y Tirteafuera) tiene una edad post-F<sub>1</sub> (SAUPE, 1973), ha sido datada radiométricamente por este mismo autor obteniendo una edad de 302 + 7 m.a. (Westfaliense superior). Consecuentemente, la edad de la deformación F<sub>1</sub> estará comprendida entre el Fameniense (Devónico superior) y el Westfaliense superior.

Las deformaciones hercínicas posteriores tienen una edad más difusa. No puede tomarse la edad de intrusión de la granodiorita de Fontanosas como edad máxima para F<sub>2</sub>, ya que no existe ninguna evidencia de este hecho y es perfectamente posible que la intrusión se produzca durante o posteriormente a F<sub>2</sub>.

Únicamente puede precisarse el límite superior de edad para el conjunto de deformaciones hercínicas, marcado por los primeros materiales postectónicos que aparecen. Estos han sido citados en los alrededores de Almadén como Estefaniense (GARCIA SANSEGUNDO, et al. (in lit., a) y en Puertollano (Estefaniense B-C, WAGNER & UTTING, 1967). Así pues, el conjunto de la deformación hercínica estaría comprendida entre el Devónico superior y el Estefaniense inferior.

Esta edad es perfectamente coherente con la obtenida por diferentes autores en varios puntos del orogeno hercínico (SCHERMERHORN, 1971; TAMAIN, 1972; MARCOS, 1973; SAUPE, 1973; RIBEIRO, 1974; PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980; MARTINEZ CATALAN 1981).

### 3. GEOMORFOLOGIA

El relieve de la Hoja de Abenojar no es muy accidentado. Predominan las extensiones planas, o de muy poca pendiente, formadas sobre los materiales blandos del Precámbrico y del Ordovícico medio, tapizados por los materiales Pliocuaternarios. Las únicas elevaciones las forman las sierras cuarcíticas (principalmente la Cuarcita Armoricana). En conjunto se aproxima mucho al modelo de relieve Apalachiense.

El relieve actual es consecuencia de la actuación de varios ciclos erosivos sobre los materiales afectados por la orogenia hercínica.

El primero de estos ciclos erosivos se debió producir en relación con la orogenia hercínica y, según SAUPE (1973), antes de la intrusión de las rocas graníticas de Fontanosas y Garlitos (Hojas de Almadén y Siruela, respectivamente) la erosión de los relieves hercínicos estaba casi terminada.

Los restantes períodos erosivos fueron consecuencia del rejuvenecimiento del relieve producido por movimientos epirogénicos y la reactivación tardía de grandes fracturas. El más antiguo de estos últimos, del que tenemos evidencias, se produjo en el Plioceno superior, acompañado del depósito de rañas (HERNANDEZ PACHECO, 1973). En el Pleistoceno un nuevo ciclo erosivo origina superficies planas en relación con las cuales se depositan los glacia.

No se ha reconocido ninguna de ellas en la Hoja de Abenojar, pero sí en las zonas próximas (MOLINA CAMARA et al., in lit.).

Durante el Holoceno se produce el último rejuvenecimiento del relieve que origina el encajonamiento de la red fluvial actual, dando lugar a la destrucción parcial de los depósitos de rañas y glacia antes citados, confiriéndoles un aspecto típico de escolleras con digitaciones de laderas muy verticales y acarcavadas.

El encajonamiento de la red fluvial sobre los materiales precámbricos da lugar a la formación de hoces, como consecuencia de la falta de dureza de estos materiales. Asimismo, la poca pendiente de las laderas condiciona la formación de meandros.

También durante el Holoceno empieza a suavizarse la pendiente de las sierras cuarcíticas por la formación de coluviones que protegen de la erosión a los materiales que flanquean a la Cuarcita Armoricana.

Las sierras cuarcíticas, dada su resistencia a la erosión, condicionan el curso de los ríos, debiendo éstos circular paralelamente a las mismas y aprovechar sus zonas de debilidad (fracturadas) para atravesarlas.

## **4. PETROLOGIA**

### **4.1. ROCAS IGNEAS**

En el área estudiada las rocas ígneas se pueden clasificar en varios grupos de acuerdo con su composición, fábrica y modo de afloramiento. Por otra parte, cada uno de estos tipos petrológicos se sitúa en el tiempo en un momento que es posible delimitar con relativa claridad. Por consiguiente, es posible establecer una relación entre las distintas fases de actividad ígnea y las principales etapas de deformación y/o sedimentación.

De acuerdo con este punto de vista, en la descripción siguiente no se separan rígidamente los tipos petrológicos diferenciados en este estudio por su forma de afloramiento, sino que se describirán en orden cronológico, con indicación en cada caso de los criterios para su datación relativa.

Se establecen así los siguientes grupos:

- 1.1. Rocas piroclásticas de edad ordovícica.
- 1.2. Rocas hipoabisales calcoalcalinas de edad pre-hercínica.
- 1.3. Rocas hipoabisales básicas de edad post-hercínica.
- 1.4. Rocas volcánicas recientes (Terciario-Cuaternario).

#### 4.1.1. Rocas piroclásticas de edad ordovícica

Se incluyen en este apartado varios niveles de escala métrica intercalados en el tramo de pizarras de Calymene, cuya edad llanvirniense-llandeiloense no ofrece, por tanto, ninguna duda.

La composición actual de las rocas es de filosilicatos del tipo sericita, clorita y, en algunos casos, oxiclorigita o vermiculita no determinable ópticamente, cuarzo y una notable cantidad de óxidos de hierro. El color de la roca en muestra de mano es rojo vinoso intenso y, aunque su tamaño de grano es fino, no lo es tanto, como para clasificar la roca como polvo. Una descripción como cenica o cinerita es más adecuada.

La recristalización posterior a la consolidación de la roca, sobre todo la removilización de óxidos de hierro, impide, en muchas muestras la caracterización textural. Sin embargo, aunque muy localmente, se pueden observar texturas soldadas de grano muy fino, que sugieren, además, un notable grado de compactación.

Los elementos líticos se reducen a fragmentos de cuarzo y de feldespatos, éste totalmente sericitizado. Es difícil discernir, sobre todo en el caso del cuarzo si se trata de fragmentos volcánicos o de mezcla de sedimentos, por dos razones:

- a) Su reparto en las muestras estudiadas es muy irregular y no parece relacionarse con un quimismo determinado del magma.
- b) La textura de los granos excluye los rasgos típicamente volcánicos, como golfos de corrosión.

Por consiguiente, existe una incertidumbre fundamental sobre la composición original de las rocas piroclásticas. «A priori», el vulcanismo explosivo es mucho menos frecuente en rocas de composición básica, y en las estudiadas aquí parece que debe excluirse también esta posibilidad, por cuando, además, la presencia (generalizada) de pseudomorfosis de feldespatos no está acompañada por ningún rasgo que sugiera la presencia como clastos de fragmentos de cristales de minerales máficos. Salvo esta exclusión, cualquier quimismo entre endesita y riolita podría ser adecuado a los hechos de observación.

La misma incertidumbre existe en cuanto al significado geotectónico de dicho vulcanismo.

#### 4.1.2. Rocas hipoabisales calcoalcalinas de edad pre-hercínica

Este apartado comprende una serie de cuerpos de morfología planar y extensión cartográfica reducida.

Microscópicamente son rocas porfídicas ricas en feldespatos, que en puntos de áreas vecinas pueden tener cristales de granate y silicatos de aluminio. En las muestras estudiadas no han aparecido estos minerales.

Si bien no aparecen claramente plegados en la cartografía de esta área lo están en zonas limítrofes y, además, la orientación de los cuarzos cambia con la orientación general de las capas. Se deduce, por tanto, una datación paleozoica anterior a las fases de deformación hercínicas principales. Aunque dentro de esta Hoja sólo afloran en relación con materiales de edad precámbrica, rocas similares tanto textural como mineralógicamente aparecen intruidos en materiales del Ordovícico inferior en áreas muy próximas (Hoja de Tirteafuera; AMOR y ORTEGA, in lit.). No puede excluirse, por tanto, una edad Paleozoica y ésta ha sido la razón de que se hayan considerado simplemente pre-hercínicas. Producen algún tipo de efecto sobre las rocas en las que encaja, probablemente un metamorfismo de contacto de grado muy bajo.

Están compuestas por fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, siendo éste su orden de abundancia más usual. Se pueden encontrar además algunos cristales de apatito que destacan sobre la matriz. El tamaño de grano de ésta varía de los bordes a la zona central de los cuerpos, en donde es evidente que se trata de auténticos pórfidos, de matriz microcristalina.

En los bordes, sin embargo, existen evidencias de dos hechos: la matriz está recrystalizada, con un tamaño actual superior al original y la textura porfídica es seriada, es decir, con fenocristales (en equilibrio con el fundido durante el emplazamiento del magma), microfenocristales y matriz.

Las evidencias de recrystalización de la matriz son de dos tipos:

- a) La matriz actual es muy rica en cuarzo con textura granoblástica; contiene, además, algunos feldespatos que no se reorientan según las texturas fluidales marcadas por los microfenocristales. Este es un carácter que contrasta notablemente con los verdaderos pórfidos, en los que los feldespatos de la matriz si se orientan en relación con los fenocristales.
- b) Existen aureolas alrededor de los fenocristales de cuarzo en las que el cuarzo granoblástico de la matriz estingue conjuntamente con los fenocristales. El hecho da idea de la extensión mínima del proceso de recrystalización, que puede haber sido notable.

Lo que todos estos hechos sugieren es que las condiciones en los bordes de los cuerpos han sido muy semejantes a las de una lava ácida, probablemente, aunque no se puede asegurar, con una matriz originalmente hipocristalina a vítrea. Por consiguiente, estos cuerpos hipoabisales han de interpretarse en un contexto de escasa profundidad, en condiciones probablemente equiparables a otras series calcoalcalinas de la región, en las cuales las lavas y rocas hipoabisales están estrechamente relacionadas.

#### 4.1.3. Rocas hipoabisales básicas de edad post-hercínica

Se integran en este contexto algunas rocas que afloran en diques que cortan las estructuras principales en muchos casos o que no aparecen deformados en otros. Por uno u otro argumento se consideran tardío post-hercínicas.

La escasez de afloramiento y el grado de alteración de las muestras impide plantear la cuestión de la unidad del conjunto o de la existencia de varios grupos.

Usualmente son rocas porfídicas con matriz microcristalina, con vacuolas en cantidad variable. En las muestras estudiadas se puede reconocer por su hábito el olivino, alterado a mezclas de clorita, carbonato y, eventualmente, óxidos. Es frecuente también la presencia de otro tipo de pseudomorfos, en unos casos uralitizados y en otros cloritizados con cristalización de óxidos. Tales pseudomorfos, caracterizados sin precisión, podrían corresponder a piroxenos.

La matriz está constituida por minerales máficos completamente alterados, plagioclasa sausriritizada y opacos con grado de oxidación y leucoxenización variable.

Probablemente, el cuarzo que rellena totalmente las vacuolas se puede relacionar con el mismo u otro proceso de alteración, por cuanto es generalmente admitida la imposibilidad de que los gases magmáticos pueden existir en cantidad suficiente como para rellenar totalmente un volumen de vacuolas apreciable.

En conjunto, por los datos expresados corresponderían a un basalto, o a un dique emplazado en condiciones muy superficiales, a presión suficientemente baja como para que se formen vacuolas.

En una de las muestras se deduce del estudio de las pseudomorfosis una composición ultramáfica muy rica en anfíbol (websterita) y una textura granuda. Más inverosímil que la existencia de cuerpos ultramáficos parece la posibilidad de acumulación gravitatoria de olivino y anfíbol con cristalización final de anfíbol pectilítico. Por otra parte, en la región es habitual la presencia de anfíbol en diques de composición básica.

#### 4.1.4. Rocas volcánicas recientes

Se describen en este apartado rocas volcánicas básicas con carácter alcalino de edad terciaria-cuaternaria.

Afloran en cuerpos de extensión variable en los que, en áreas próximas, se pueden distinguir diversas zonas del aparato volcánico, no desmanteladas por la erosión. Las condiciones del área estudiada permiten tan sólo asignar un neto predominio a las lavas, en las que, no obstante, faltan estructuras ligadas a efusión, como las lavas cordadas y otras.

En un punto aislado parecen existir aglomerados pero son imposibles de distinguir por la pobreza del afloramiento de un pitón fragmentado.

Son rocas de textura porfídica con fenocristales exclusivamente de clinopiroxeno, componente mayoritario de la matriz. Mena opaca, un dal (pilotaxítica), marcada por la orientación paralela de los microlitos de clinopiroxeno, componentes mayoritario de la matriz. Mena opca, un feldespatóide (probablemente nefelina) y, eventualmente, biotita, constituyen el resto de la matriz.

El grado de alteración es, generalmente muy bajo; de hecho se altera exclusivamente el olivino (y nunca totalmente) a iddingsita. Sin embargo, son comunes los rellenos vacuolares de carbonato y, menos frecuentemente, de ceolitas. No puede ser relacionada temporalmente la alteración de los fenocristales de olivino con los rellenos de las vacuolas, pero ambos procesos son, sin duda, extraños a la cristalización magmática.

Desde el punto de vista de la composición, las rocas se clasifican como foiditas (nefelinitas) con olivino debido a la casi general falta de plagioclasa. Alguna muestra, en cambio, presenta plagioclasa en la matriz y podría ser clasificada como basalto alcalino con olivino habida cuenta de la presencia, en este caso, de aegirina junto augita.

## **4.2. Rocas metamórficas**

En el área estudiada se encuentran dos tipos de rocas que pueden englobarse en este apartado, pero debe hacerse la salvedad de que cada uno de ellos plantea problemas que no pueden resolverse con los datos de que se ha podido disponer. Por otra parte, existen muestras con claro metamorfismo de contacto, sin embargo, no afloran en esta Hoja cuerpos ígneos con los que se pueda relacionar este metamorfismo. La existencia, por otra parte, de extensas zonas cubiertas por materiales recientes podría ser la explicación de este hecho.

En cuanto al metamorfismo regional se debe entender que todas las rocas sedimentarias de grano fino presentan una foliación acompañada de recristalización de filosilicatos. A escala regional (BLANCHERE, 1979) estas rocas se sitúan en la epizona o en el anchimetamorfismo, y así se consideran aquí. Pero debe hacerse la salvedad de que un estudio microestructural detallado y sobre la cristalinidad de la illita sería necesario para corroborar este hecho. Por tanto, el metamorfismo regional se describe a modo de hipótesis de trabajo.

### **4.2.1. Metamorfismo de contacto**

Aparece en el extremo SW de la Hoja estudiada en relación con cuarcitas de edad tremadociense, que tiene muy frecuentemente carácter microconglomerático. El agrupamiento espacial en un sector concreto refuerza la idea de un posible cuerpo plutónico cerca de las rocas metamorizadas, que, como se ha mencionado anteriormente, no llegaría a aflorar. Este hecho, por otra parte, no sería extraño teniendo en

cuenta la proximidad del «stock» granodiorítico de Fontanosas, situado en las esquinas NO y NE de las vecinas Hojas de Tirteafuera y Almadén, respectivamente.

Los únicos productos del metamorfismo son el cuarzo poligonal formado a expensas de la matriz, algo de rutilo y, sobre todo, turmalina intersticial, probablemente relacionada con zonas de mayor circulación de fluidos.

Ninguno de estos caracteres permite deducir el grado de metamorfismo alcanzado.

#### 4.2.2. **Metamorfismo regional**

Es detectable en rocas de procedencia sedimentaria y de composición pelítica, pertenecientes al ordovícico y precámbrico principalmente.

En todas las muestras procedentes de los materiales citados se encuentra bastante bien desarrollada una orientación de filosilicatos (mica incolora y/o clorita) de tamaño de grano generalmente fino, que se mantiene siempre paralela a la estratificación. La ausencia de estructuras tectónicas tumbadas en esta zona que permitirían identificar esta foliación como una esquistosidad paralela a la estratificación, sugiere que la recristalización incipiente de filosilicatos orientados tenga lugar en relación con procesos diagénéticos.

En muchas muestras se reconoce claramente una esquistosidad que se superpone a la fábrica anterior (sedimentaria) y que cuando la litología lo permite (facies muy pelíticas con un bandeado sedimentario penetrativo) se presenta como una crenulación. Cuando esta esquistosidad está muy desarrollada y oblitera completamente o casi completamente la fábrica precedente, pueden producirse recristalizaciones dinámicas puntuales y de muy baja magnitud. En general no existe neoblastesis asociada a esta esquistosidad. Cuarzo, óxidos de hierro, circón, rutilo y turmalina completan la mineralogía de estas rocas.

### 5. **HISTORIA GEOLOGICA**

Los materiales más antiguos que aparecen dentro de la Hoja de Abenojar pertenecen al Precámbrico superior (probable Rifeense) depositados en condiciones turbidíticas. Entre el Rifeense y Vendiense superior estos materiales fueron suavemente deformados y erosionados, depositándose discordantemente sobre ellos los sedimentos del Vendiense superior en condiciones más proximadas y someras. Durante el Cámbrico medio y superior, el conjunto anterior fue suavemente basculado y erosionado, depositándose el Ordovícico inferior en el inicio de un ciclo transgresivo.

La transgresión prosigue durante el Llanvirniense y el Llandeiloense, depositándose las pizarras de Calymene en un medio de plataforma de baja energía, turbado por emisiones volcánicas de carácter básico.

Dentro de la Hoja de Abenojar, el nivel de erosión actual impide observar materiales paleozoicos más modernos. Sin embargo, en las Hojas adyacentes existe registro sedimentario (con alguna interrupción) hasta el Devónico superior. En un momento imposible de precisar, antes de la deformación hercínica tiene lugar la intrusión de rocas hipoabisales calcoalcalinas.

Durante la orogénesis hercínica se deforma todo el conjunto de materiales, la primera fase de deformación ( $F_1$ ), sin duda la más importante, da lugar a la aparición de grandes pliegues que llevan asociada la única esquistosidad penetrativa existente en la zona. La edad de esta fase es algo difusa y sólo puede precisarse que se situaría entre el Devónico superior (materiales más modernos afectados por la deformación) y el Westfaliense (edad de la granodiorita pors- $F_1$  de Fontanosas).

La edad relativa de las deformaciones hercínicas tardías respecto a la intrusión de estas granodioritas, es difícil de precisar por falta de criterios de superposición. Con carácter tardío o post-hercínico se instruyen diques de rocas hipoabisales básicas.

Durante el Estefaniense cesó toda la actividad tectónica, compartimentándose la zona en cuencas lacustres. Parte del relleno estefaniense de estas cuencas ha quedado preservado en la Hoja de Almadén y en la zona de Puertollano.

Desde el Estefaniense hasta el Plioceno Superior falta cualquier tipo de registro stratigráfico, por lo que es imposible la reconstrucción de los sucesos geológicos acontecidos durante este prolongado intervalo.

Durante el Plioceno Superior, un rejuvenecimiento del relieve provoca un ciclo erosivo importante en condiciones climáticas áridas, dando lugar al depósito de las Rañas.

Posteriormente, el relieve sufre sucesivos rejuvenecimientos que originan los glaciares y el encajonamiento de la red fluvial hasta su posición actual.

Durante esta última etapa (plio-cuaternario) ascienden los materiales volcánicos recientes (Campo de Calatrava).

## **6. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **6.1. MINERIA Y CANTERAS**

Dentro de la zona de Abenojar se han localizado varios indicios mineros, correspondientes a antiguas explotaciones abandonadas actualmente.

La mayor parte de estos indicios y los más importantes se localizan en el Precámbrico, dentro de las facies de Brechas intraformacionales, concentradas en una zona reducida, a ambos lados de la carretera de Fontanosas a Abenojar, entre los kilómetros 46 a 48, en el paraje denominado «Las Turquillas», en el sur de la Hoja.

En todos estos indicios la mineralización es de tipo filoniano, con filones de diversa potencia, alojados en fracturas de direcciones próximas a E-W y presentan paragénesis minerales, constituidas por cuarzo,

galena, pirita, calcopirita, esfalerita y marcasita. La mineralización corresponde a un relleno hidrotermal en fracturas con abundante material brechificado de la roca de caja. Con carácter tardío aparecen carbonatos y cloritas rellenando cavidades. El proceso mineralizador parece que se ha originado en diversos momentos; no obstante, la composición de los fluidos parece constante durante todo el proceso.

El cuarzo se presenta cementando la brecha, con texturas variables, según la relación temporal con el proceso filoniano. La galena es el opaco más importante. Se presenta en granos aliotromorfos, con inclusiones diversas (calcopirita, linneita ?, etc.). A veces se encuentra sustituida supergénicamente por Covellina en lamelas. La blenda, cuando está presente, se encuentra asociada a la galena.

Entre las antiguas explotaciones de la zona de «las Turquillas» merece destacarse, por la riqueza del mineral y por el volumen de su escombrera, las minas de Villagutiérrez (x = 535, y = 472).

También, dentro de los materiales Precámbricos, existe una antigua labor minera de Manganeso nativo a 200 m. al NW de la Casa de la Grajera (x = 483, y = 539). La morfología es estratiforme y está ligada a un banco conglomerático de la sucesión detrítico-carbonatada.

En el Ordovícico se han localizado dos pequeñas labores mineras. Una de ellas en la Cuarcita Armoricana, en la Sierra de las Majadas (x = 553, y = 487), en el extremo NE de la Hoja. La otra está situada dentro de las Pizarras de Calymene, en el arroyo de la Venta (x = 554, y = 474), en el extremo SE de la Hoja.

En ambos casos la mineralización es de tipo filoniano, con filones de poca potencia (10-20 cm.), alojados en fracturas de dirección N 140 E.

Las paragénesis minerales son de cuarzo y pirita. La pirita está muy alterada a óxidos de hierro y contenidos en hierro, que oscilan entre el 2 por 100 y el 7 por 100. La Mineralización corresponde a un relleno hidrotermal de fracturas con abundante material brechificado de la roca caja.

Al SE de la Casa de los Santiagos (x = 554, y = 481) existe un pitón volcánico que ha sido explotado para la obtención de hierro. La explotación consiste en una galería de 20-30 m. También se ha explotado en calicatas los suelos cuaternarios cercanos al pitón, y que están enriquecidos en óxidos de hierro.

Las únicas canteras que se han explotado han sido sobre los niveles carbonatados de la sucesión detrítico-carbonatada de la Grajera-Cañuelo, para la obtención de cal. La Cuarcita Armoricana se ha utilizado como material de construcción, utilizando los derrubios de la misma, sin explotarla en canteras.

## 6.2. HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Abenojar tiene un interés muy escaso, desde el punto de vista hidrogeológico, dado los materiales que la constituyen.

Existen varios niveles o formaciones acuíferas, pero su importancia es variable de unos puntos a otros, ya que sus características litológicas y texturales no son uniformes.

Así, por ejemplo, las rañas no constituyen un buen nivel acuífero.

Ahora bien, dada la variabilidad de sus características (proporción de matriz arcillosa, heterometría de los cantos, potencia, etc.), su interés, desde el punto de vista hidrogeológico, puede llegar a ser importante en algunos puntos.

Debemos tener en cuenta, además, los coluviones de cuarcita, que cuando adquieren gran espesor pueden almacenar una cierta cantidad de agua. Son frecuentes las surgencias en el contacto entre los coluviones y el substrato paleozoico.

Por otra parte, las fracturas que afectan al Paleozoico y, en especial, a la Cuarcita Armoricana, tienen una importancia hidrogeológica, que dependerá de su longitud, del espesor de la zona brechificada y del tipo de relleno. La proporción de arcillas en el relleno de la falla condicionará, en gran medida, su capacidad de almacenamiento.

Por último, los aparatos volcánicos del Campo de Calatrava, cuando la proporción de piroclastos es importante, pueden tener un cierto interés hidrogeológico. Tal es el caso del volcán cercano a Cabezarados, que bajo una primera capa lávica oculta una masa de piroclastos capaz de almacenar agua suficiente para el abastecimiento del pueblo de Cabezarados.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962). «Estudio geológico de la región de Almadén». *Bol. IGME*. Tomo 73, pp. 193-327.
- AMOR, J. M., y ORTEGA, E. (in lit.). «Memoria de la Hoja n.º 809 (Tirteafuera) del Mapa Geológico Nacional a Escala de 1:50.000», 2.ª serie (Magna). *IGME*. Madrid.
- ARBIN, P., y TAMAIN, G. (1973). «Les chevauchements intra-alcudiense de la Ribera del Río Frío, Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamujar, Cabezarrubias, dans le Sud de la Meseta Iberique». *C. R. Acad. Sci. Paris*. T. 227, pp. 1291-1294.
- BASTIDA, F. (1980). «Las estructuras de la primera fase herciniana de deformación en la rama norte de la zona Astur-occidental-leonesa (NW de España)». *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*.
- BASTIDA, F. (1981). «La esquistosidad primera: una síntesis sobre sus características y desarrollo». *Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo*. Tomo 11, pp. 35-54.
- BLACHERE, H. (1978). «Etude Geologique et Miniere de la region de Chillón-El Borracho (Synclinal de Almadén), Ciudad Real, Espagne». *Tesis doctoral. Universidad de Paris Sud. Centre d'Orsay*.
- BOUMA, A. H. (1962). «Sedimentology of some flysch deposits». *Elsevier. Amsterdam*, 168 pp.
- BOUYX, E. (1969). «Les formations ante-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne Meridionale). *These, Paris*, 410 pp.
- BOUYX, E. (1970). «Contribution a l'etude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Memor. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73, 363 pp.

- CASIANO DE PRADO, M.; VERNEUIL, M., y BARRANDE, J. (1885). «La Geologie d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. de la Soc. Geol. de France*. T. XII, 86 pp.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the central part of the Iberian Massif». *Estudios Geológicos*, 33.
- CORTAZAR, D., de (1880). «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real». *Boletín de la Comisión del mapa geológico de España*. Tomo VII, pp. 289-329.
- CRESPO LARA, V. (1972). «La Reserva del Valle de Alcudía y su contexto geológico minero en Sierra Morena central». *Boletín Geol. y Min.*, T. LXXXIII-II, pp. 174-180.
- GARCIA PORTERO, J., y FERNANDEZ CARRASCO, J. (1981). «Investigación geológico-minera en el área de Abenojar». *Informe interno, Minas de Almadén*.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA GIRO-NES, E. (in lit., a). «Memoria de la Hoja n.º 808 (Almadén) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000», 2.ª serie (Magna). *IGME*. Madrid.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA, E. (in lit., b). «Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000», 2.ª serie (Magna). *IGME*. Madrid.
- GONZALEZ LODEIRO, F., y ORTEGA GIRONES, E. (in prep.). «La discordancia intraalcudiense en el extremo SE de la Zona Centroibérica».
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921). «El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y la edad de los volcanes de Ciudad Real». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 50, 98 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1932). «Estudio de la región volcánica central de España». *Mem. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. T. III.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1956). «Características geográficas de las Vegas del Guadiana» (zona de regadíos). Badajoz, 161 pp.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977). «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Estudios Geológicos*, 33, pp. 327-342.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972). «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- LOTZE, F. (1970). «El Cámbrico en España». *Mem. Inst. Geo. Min. Esp.* T. LXXVI, pp. 1-245.
- MARCOS, A. (1973). «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias» (NW de España). *Trab. Geol.*, n.º 6. Universidad de Oviedo.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). «Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector suroeste de la zona astur-occidental-leonesa)». *Tesis doctoral. Universidad de Salamanca*.
- MOLINA, J. M., y FERNANDEZ CARRASCO, J. (in litt.). «Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000», hoja n.º 782 (Valdemanco del Esteras). *IGME Madrid*.

- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976). «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora. Geol. Astúrica*, 20, 1, pp. 8-16.
- MORENO SERRANO, F. (1977). «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». *Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid*.
- MORENO SERRANO, F. (1977). «Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal), entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcuía. Ausencia de Cámbrico». *Studia Geologica*, 12, pp. 123-136.
- NORMAK, W. R. (1970). «Growth patterns of deep-sea fans». *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, pp. 2170-2195.
- ORTEGA GIRONES, E. (in prep.). «La banda de cizalla de Herrera del Duque-Abenojar; un importante accidente tardihercínico en el extremo meridional de la zona Centroibérica».
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). «Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la zona Astur-occidental-leonesa (NW de España)». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* T. 92, 142 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1974). «Estudio de las relaciones entre paleocorrientes y direcciones de mineralización de la Mina de Almadén». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1981). «Estudio paleogeográfico del Precámbrico de la región de Almadén». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- PULGAR, J. A. (1980). «Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de plegamiento de la zona Astur occidental-leonesa (cordillera herciniana, noroeste de España)». *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*.
- PUSCHMANN, H. (1967). «Zum problem de schinchtücken un Devon der Sierra Morena (Spanien)». *Geologische Rundschau*, 56, pp. 528-542.
- RAMSAY, J. G. (1967). «Folding and fracturing of rocks». *McGraw Hill Co.*, 1 vol., 568 pp. Nueva York.
- RIBEIRO, A. (1974). «Contribution a l'étude tectonique de Tras Os Montes Oriental». *Mem. Serv. Geol. Port.*, 24, 168 pp.
- ROIZ, J. M. (1979). «La Estructura y la Sedimentación Herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano». *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid*.
- ROSSI, P., y TAMAIN, G. (1973). «Tectonique tangentielle dans le Paleozoïque et l'Alcudiense de l'Extremadure Oriental (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris.*, T. 276, pp. 905-908, serie D.
- SAN JOSE, M. A. (1983). «El complejo sedimentario pelítico-grauwáquico», en «Geología de España», libro Jubilar de J. M. Ríos. *IGME Madrid*, pp. 91-99.
- SAUPE, F. (1973). «La geologie du gisement de mercure d'Almadén». *Sciences de la terre. ENSG*, 343 pp. Nancy.
- SCHERMERHORN, L. I. G. (1971). «An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Ins. Geol. Min. Esp.* T. 28, pp. 239-268.
- TAMAIN, G. (1971). «Le Ordovicien est-marianique (Espagne) sa place

- dans la province Mediterranee». *Colloque Ordovicien-Silurian, Brest, Spt 71 Memoires BRGM, 73*, pp. 403-416.
- TAMAIN, G. (1972). «Recherches Geologiques et minieres dans Sierra Morena Oriental (Espagne)». *These presentee a l'Universite de Paris Sud (Centre d'Orsay)*. Tomos I, II y III, 648 pp.
- WAGNER, R. H., y UTTING, J. (1967). «Sur le terrain houiller de Puerto llano (province de Ciudad Real, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. France, 264*, pp. 5-8.
- WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1973). «Turbidite facies and facies associations in turbidite and deep waters sedimentations». *SEPM Short course*, pp. 119-153. *Aahaheim*.

NIPO: 232-87-007-3

Depósito Legal: M. 36280-1987

Gráficas Lormo. Isabel Méndez, 15. Tel. 430 05 26. 28038-MADRID

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

