



# IGME

834

16-33

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

### SAN BENITO

779 VILLANUEVA DE LA SERENA 13-31	780 PUEBLA DE ALCOCEBRE 14-31	781 ESPILA 15-31	782 VALDEMORNO DE ESTERAS 16-31	783 AMENGUAR 17-31	784 CIUDAD REAL 18-31	785 ALMIRIC 19-31
805 CASTIERRA 13-32	806 CABEZA DEL BOSQUE 14-32	807 CHILLON 15-32	808 ALMADEN 16-32	809 TIRTAELERA 17-32	810 AVERTOLANDO 18-32	811 MORA DE CALATRAVA 19-32
831 ZALAMEA DE LA MONTERREJO SERENA 13-33	832 DE LA SERENA 14-33	833 HINOJOSA DEL DUQUE 15-33		835 BRACATORIAS 17-33	836 MESTRADA 18-33	837 VISO YARO 19-33
856 MAGDILLA 13-34	857 VALSEQUILO 14-34	858 EL VISO 15-34	859 PODOBLANCO 16-34	860 VALCALIENTE 17-34	861 SOLANA DEL PINO 18-34	862 SANT'ELENA 19-34
876 AZUARA 13-35	879 PENARRROYA PUEBLANUEVO 14-35	880 ESPIEL 15-35	881 VILLANUEVA DE CORDOBA 16-35	882 GARDIA 17-35	883 VIRGEN DE LA CAREDA 18-35	884 LA CAROLINA 19-35

**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

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

**SAN BENITO**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La Hoja de San Benito ha sido realizada a partir del convenio existente entre el Instituto Geológico y Minero de España y Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.

En la realización de la Hoja ha intervenido el siguiente equipo de trabajo:

#### CARTOGRAFIA Y MEMORIA:

Manuel Mira López

Luis Santiago Rodríguez Pevida

Enrique Ortega Girones

#### COLABORADORES:

El estudio petrológico fue realizado por el Dr. Emilio Pascual Martínez y colaboradores del Departamento de Petrología de la Universidad de Granada.

Las determinaciones paleontológicas fueron efectuadas por el Dr. Jenero García Alcalde y colaboradores del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

Supervisión, coordinación y dirección del Instituto Geológico y Minero de España.

## **INDICE**

	<u>Páginas</u>
<b>0. INTRODUCCION .....</b>	<b>7</b>
<b>1. ESTRATIGRAFIA .....</b>	<b>9</b>
1.1. INTRODUCCION .....	9
1.2. PRECAMBRICO .....	10
1.2.1. Pizarras y grauwacas .....	10
1.3. ORDOVICICO .....	11
1.3.1. Conglomerado de base. Microconglomerados, cuarcitas y limos. Tremadociense-Argenigense .....	12
1.3.2. Cuarcita Armoricana. Arenigense .....	12
1.3.3. Alternancia Pochico. Arenigense .....	13
1.3.4. Pizarras de Calymene. Alternancia Inferior. Llanvirniense-Llandeiloiense .....	14
1.3.4.1. Pizarras de Calymene Inferior .....	15
1.3.4.2. Alternancia Inferior .....	16
1.3.4.3. Pizarras de Calymene Superior .....	17
1.3.5. Cuarcita de Canteras. Llandeiloiense-Caradociense .....	17
1.3.6. Alternancia Superior. Caradociense .....	18
1.3.7. Caliza Urbana. Ashgillienense .....	19
1.3.8. Pizarras de Muro. Ashgillienense .....	19
1.4. SILURICO .....	20
1.4.1. Cuarcita de Criadero. Llandoveryense .....	20
1.4.2. Pizarras negras con graptolitos. Llandoveryense-Gediniense .....	21

1.5.	DEVONICO .....	22
1.5.1.	Pizarras, areniscas y cuarcitas. Siegeniense-Emsiense.....	23
1.5.2.	Cuarcitas a muro. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Frasniente .....	24
1.6.	CARBONIFERO .....	25
1.6.1.	Pizarras y grauvacas en facies Culm (Viseense Superior-Namuriense A) .....	26
1.6.1.1.	Tramo inferior de pizarras, grauvacas y conglomerados .....	26
1.6.1.2.	Tramo intermedio fundamentalmente grauwáquico con pizarras y calizas detríticas.....	27
1.6.1.3.	Tramo superior de pizarras y conglomerados con escasos niveles de grauvacas .....	27
1.6.2.	Carbonífero superior postorogénico .....	28
1.6.2.1.	Conglomerados de cantos cuarcíticos y matriz grauwáquica .....	28
1.7.	TERCIARIO .....	28
1.7.1.	«Rañas» Conglomerado de base. Plioceno Superior .....	29
1.8.	CUATERNARIO .....	29
1.8.1.	Coluviales y derrubios de ladera .....	29
1.8.2.	Cuaternario indeferenciado .....	29
1.8.3.	Aluviales .....	30
<b>2.</b>	<b>TECTONICA</b> .....	
2.1.	INTRODUCCION .....	30
2.2.	ESTRUCTURAS PREHERCINICAS .....	30
2.3.	ESTRUCTURAS HERCINICAS .....	32
2.3.1.	Estructuras de primera fase .....	32
2.3.2.	Estructuras tardías .....	33
2.3.2.1.	Estructuras de 2. <sup>a</sup> fase .....	33
2.3.2.2.	Estructuras de 3. <sup>a</sup> fase .....	34
2.3.3.	Fracturas .....	35
2.4.	EDAD DE LA DEFORMACION .....	35
<b>3.</b>	<b>GEOMORFOLOGIA</b> .....	36
<b>4.</b>	<b>PETROLOGIA</b> .....	37
4.1.	ROCAS IGNEAS .....	37
4.1.1.	Rocas graníticas .....	37
4.1.2.	Rocas filonianas .....	39
4.1.3.	Rocas subvolcánicas .....	39
4.1.4.	Rocas volcánicas .....	41

4.2. ROCAS METAMORFICAS.....	41
4.2.1. Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con fenocristales.....	41
5. HISTORIA GEOLOGICA .....	42
6. GEOLOGIA ECONOMICA .....	44
6.1. MINERIA Y CANTERAS .....	44
6.1.1. Minería .....	44
6.1.2. Canteras .....	47
6.2. HIDROGEOLOGIA .....	47
7. BIBLIOGRAFIA .....	47

**NIPO: 232-87-007-3**

**Depósito Legal: M. 36283-1987**

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

## **0. INTRODUCCION**

La Hoja de San Benito se sitúa en la parte septentrional de Sierra Morena, limitada al norte por la zona central del Valle de Alcudia, y al sur por el límite septentrional de la comarca del Valle de los Pedroches. Comprende el extremo norte de la provincia de Córdoba y el extremo suroeste de la de Ciudad Real, separadas por un límite administrativo marcado por el cauce del río Guadalmez. El único núcleo de población que contiene la Hoja corresponde a la localidad de San Benito, que se sitúa en su parte central.

Los relieves más acusados se presentan en una amplia zona que atraviesa diagonalmente la Hoja, desde su esquina noroeste a su esquina sureste, con una altitud media de unos 700 m., y en donde se encuentran las mayores elevaciones, destacando el Cerro del Judío (1.107 m.) y Cerro de la Ribera (1.042 m.) en su parte oriental media, varía de unos 500 m., en la comarca de los Pedroches al sur, y alrededor de los 600 m. en el Valle de Alcudia, al norte.

Desde el punto de vista hidrográfico queda enmarcada en la cuenca del río Guadiana, destacando el río Guadalmez que atraviesa el centro de la Hoja de sureste al noroeste, aproximadamente.

En cuanto a los antecedentes bibliográficos, es interesante resaltar a CASIANO DE PRADO et al. (1855) que establecen a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico; GROTH (1911) establece una secuencia estratigráfica en Sierra Morena oriental y hace especial hincapié en el Devónico; HERNANDEZ SAMPELAYO (1926) estudió las faunas ordovícicas y silúricas en la región de Almadén; CARBONELL (1926) asignó al Carbonífero inferior de facies «culm» los depósitos que afloran a ambos

lados del batolito de Los Pedroches, y CIRY (1936) estableció, en líneas generales, la estructura de la región de Almadén. Más recientemente, ALMELA et al. (1962) realizan un estudio geológico detallado de la concesión de Minas de Almadén; en la misma época MARQUEZ TRIGUERO (1961) realiza un estudio estratigráfico en la región del río Guadalmez, estableciendo la zona de «*Didymograptus*» del Ordovícico medio. En los últimos años el número de trabajos en la zona ha aumentado, destacando como más importantes: PUSCHMANN (1967), quien estudió el Paleozoico entre San Benito y Torrecampo, estableciendo la existencia de una laguna estratigráfica en el Devónico medio; CABANAS (1968) realizó un estudio petrológico del batolito de Los Pedroches y de la geología al norte y sur de éste; BOUYX (1970) estudió las formaciones anteordovícicas de la Meseta Meridional; TAMAIN (1972) estableció la estratigrafía del Ordovícico y el Silúrico de la Sierra Morena oriental, aproximadamente, en la misma banda que ocupa nuestra zona; SAUPE (1973), en sus tesis, estudió la geología del yacimiento de mercurio de Almadén; MORENO (1977) estudió los materiales anteordovícicos y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales; PEREZ LORENTE (1979), en sus tesis, estudia el Carbonífero al sur del batolito de Los Pedroches y, por último, HAFENRICHTER (1980) precisó en Sierra Morena los límites inferior y superior del Ordovícico. Recientemente, el IGME ha editado un volumen sintético (Geología de España, libro jubilar de J. M. RIOS, 1983), dedicado en su tomo I a la geología del orógeno hercínico de la Península Ibérica, y en el que han colaborado numerosos autores, recogiendo la información actual sobre los aspectos estratigráficos, estructurales y petrológicos de esta zona. Desde el punto de vista geológico la hoja de San Benito se encuentra encuadrada en el límite meridional de la zona Centro-Ibérica y el límite septentrional de la zona de Ossa-Morena, según la división de zonas de la Meseta Ibérica de JULIVERT et al. (1974). Afloran en ella un conjunto de materiales pelíticos y grauwáquicos, atribuibles al Precámbrico superior, sobre los cuales y discordantemente se sitúa el Paleozoico representado en su mayor parte por materiales cuarcítico-arenosos y pelíticos que forman una serie continua desde el Ordovícico al Devónico superior, salvo la existencia de una laguna estratigráfica en el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967). Son frecuentes las intercalaciones de «*sills*» y diques volcánicos. La serie Paleozoica continúa concordantemente con un potente conjunto de materiales pelíticos y grauwáquicos que a techo pasan a pelíticos y conglomeráticos, atribuidos al Carbonífero inferior de facies «*Culm*».

Este último es el encajante del batolito de El Guijo, asociado al cual aparece una importante aureola metamórfica. Por otra parte, los materiales del Carbonífero inferior están atravesados por numerosos diques porfídicos y filones de cuarzo, que en parte pueden estar relacionados con la intrusión del batolito antes citado. Es también destacable la presencia dentro de la Hoja del vulcanismo del campo de Calatrava, encajando en los materiales precámbricos del Valle de Alcudia, cuyos edificios volcánicos están bastante desmantelados.

Todo el conjunto de materiales sedimentarios han sido afectados por

tres fases principales de deformación durante la orogenia hercínica, sin que apenas se produjese metamorfismo.

Se han reconocido del mismo modo, una fase de formación anterior a la primera fase hercínica, responsable de la discordancia entre los materiales Preordovícicos y Paleozoicos.

Todo el conjunto de materiales descritos anteriormente aparece recubierto por sedimentos pliocenos y cuaternarios, alcanzando los primeros espesores importantes.

La morfología de la zona es el resultado de varios ciclos erosivos, siendo el más importante de ellos probablemente de edad pliocena. En este sentido aún se detectan en las zonas de mayor relieve, varias superficies de desmantelamiento, sobre los que encajó una red fluvial que se conserva en la actualidad.

La zona tiene un escaso interés minero, dada la poca abundancia de registros y labores, destacando, como más interesantes, los indicios de plomo del Valle de Alcudia, al norte de la Hoja.

## 1. ESTRATIGRAFIA

### 1.1. INTRODUCCION

La serie estratigráfica establecida en la hoja puede dividirse en tres grandes grupos litoestratigráficos independientes. Por una parte, se destaca un conjunto de materiales de edad precámbrica, constituido por una secuencia monótona de pizarras y grauwacas.

Los materiales de edad paleozoica, de otro lado, quedan englobados en dos conjuntos de caracteres sedimentológicos distintos.

En primer lugar, un conjunto transgresivo sobre el anteriormente citado, que comprende desde las pizarras limolíticas y microconglomerados del Tremadociense a las pizarras, areniscas y cuarcitas del Devónico superior, con una laguna en el Devónico medio ya definida por PUSCHMANN (1967). El otro conjunto paleozoico está formado por materiales detríticos que varían desde una secuencia de pizarras y grauwacas en la base hasta una secuencia de pizarras y conglomerados predominantemente hacia techo.

La diferencia de potencia también es destacable entre estos dos ciclos sedimentarios del Paleozoico. Así los materiales del Ordovícico al Devónico tienen unos 1.300 a 1.500 metros de espesor, mientras que el conjunto litológico del Carbonífero inferior oscila entre los 3.000 y 3.500 metros, aproximadamente.

Además, es de destacar la aparición de materiales postectónicos de edad carbonífera superior. El registro sedimentario se va interrumpiendo hasta llegar ya a las «rañas» del Plioceno superior y a los aluviales cuaternarios.

## 1.2. PRECAMBRICO

Está formado por una serie de pizarras y grauwacas de facies turbidíticas que corresponde a los «Esquistos inferiores de Alcudia», de BOUYX (1970), o al conjunto de «Alcudiense», de TAMAIN (1972), o más exactamente, al «Tramo inferior», siguiendo el esquema de correlación propuesto por VEGAS et al. (1977).

La monotonía de esta alternancia impide diferenciar cartográficamente tramos litológicos, no existiendo ningún nivel con la suficiente continuidad lateral y con las características litológicas adecuadas para ser considerado como «nivel guía».

En zonas próximas se han diferenciado distintos conjuntos litológicos dentro del Precámbrico. Así, BOUYX (1970) diferencia una «serie superior» constituida por materiales calcáreos y conglomerados entre otros tipos de sedimentos. Una diferenciación similar fue realizada por VERGES et al. (1982) y PUIGDEFABREGAS (1981) en los anticinales de Abenojar y Valdemanco, situados al N de esta Hoja. Hacia el este, PALERO (1983) reconoce la existencia de facies brechoïdes.

Recientemente (AMOR y ORTEGA, in lit., ORTEGA y SANCHEZ VICCAINO, in lit.), han citado la existencia de una discordancia dentro del Precámbrico en el anticinal de Abenojar, separando dos series litológicamente diferentes. Estos datos y las observaciones realizadas por BOUYX (1970), SAUPE (1972) y datos cartográficos recientes del plan MAGNA en este entorno regional, sugieren la existencia de una serie inferior, de afinidades turbidíticas y probable edad Rifeense, sobre la que se apoya discordantemente una serie constituida por pizarras areniscas, conglomerados y calizas/dolomías, datada como Vendienense superior.

Dentro de la Hoja estudiada, sin embargo, afloran únicamente materiales de la serie inferior (pizarras y grauwacas) y no se ha podido evidenciar la existencia de esta discordancia.

### 1.2.1. Pizarras y grauwacas

Son materiales detriticos constituidos por pizarras gris-azuladas, pizarras arenosas y grauwacas de color gris con grano fino a medio.

Forman secuencias positivas a escala métrica, distinguiéndose según la terminología de BOUMA (en Walker, 1980) las secuencias siguientes: T a-b en los paquetes grauwáquicos más potentes, T b-d y T c-e en los tramos en los que se presenta una alternancia de núcleos grauwáquicos de 5 a 15 cm., y tramos pelíticos de pizarras grises y grises-azuladas.

Estos últimos tramos más pelíticos pueden presentar a veces intercalaciones milimétricas grauwáquicas que forman «trenes de ripples de corriente», e incluso, «ripples asimétricos» aislados en donde se aprecia bastante bien la laminación interna. En algunos lugares donde aparece este tramo se han podido reconocer bastante bien los términos D y E (T d-e) de la secuencia de BOUMA (en Walker, 1980), (estas estructuras

fueron definidas por BOUYX, 1970) como estructuras «rubannés» o en «cinta», y han sido reconocidas en otros sectores del Valle de Alcudia. Así, hacia el oeste, en Hoyo de Mestanza (Ciudad Real), PALERO (1983) define unas facies «listadas» que según el autor son equivalentes a las «rubannés» de BOUYX.

Por otro lado, los tramos grauwáquicos monótonos han sido reconocidos en varios lugares de la zona, y constituyen una alternancia de bancos de 10 a 20 cm., e incluso, de 1 m. de potencia, con niveles pizarrosos entre ellos, reconociéndose a escala de afloramiento secuencias positivas en tramos de 5 a 15 m.

Este último tramo definido podría corresponder a una facies de tipo proximal para la secuencia turbidítica, mientras que los tramos más pelíticos y «rubannés», definidos anteriormente, corresponden a una facies intermedia muy cercana a la proximal.

Observaciones del mismo tipo han sido realizadas por PUIGDEFA-BREGAS (1981).

En lamina delgada, las pizarras presentan una abundante matriz seriática con fragmentos minoritarios de cuarzo, mica blanca y albita de tamaño arena muy fina, las grauwacas están constituidas por areniscas feldespáticas de tamaño arena con fragmentos de cuarzo, muy angulosos, frecuentemente con bordes cóncavos que sugieren un origen volcánico de estas.

La potencia de todo este conjunto en el sector estudiado, no se puede establecer con precisión por estar muy replegado y fracturado, aunque en todo caso esta no debe ser inferior a los 800 m. Para BOUYX (1970) en la «Serie inferior», definida en otros sectores y equivalente al conjunto estudiado en esta zona, el espesor mínimo varía de 6.000 y 7.000 metros.

En cuanto a la edad de estos materiales, atribuidos hasta el momento como precámbrico, aunque sin confirmación paleontológica, han sido datadas recientemente por MITROFANOV y TIMOFIEV (1977), de acuerdo con la cita realizada por SAN JOSE (1983, p. 98, libro jubilar J. M. Ríos), como Rifeense, al asegurar esta edad al conjunto alcudicense inferior alto del puente de Valdeazogues, al este de Almadén, y en el valle de Alcudia, en función de la presencia de acritarcos de los géneros *Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp.

### 1.3. ORDOVICICO

El inicio de la sedimentación ordovícica supone una transgresión sobre el Precámbrico, con depósito de materiales conglomeráticos en la base, al que le sigue una alternancia de secuencias cuarcíticas, areniscas y pizarrosas con la única excepción de un nivel calcáreo en la base del Ashgillense.

Destaca también la presencia de un volcanismo básico, preferentemente encajado en los niveles silúricos y devónicos.

### **1.3.1. Conglomerado de base. Microconglomerados, cuarcitas y limos. Tremadociense-Arenigiano**

Este conjunto de materiales corresponde a la «Formación de base» definida por TAMAIN (1972) o también a la «Serie detrítica de base» (BOUYX, 1970), sobre la cual es frecuente que aparezcan las que este mismo autor denominó «niveles rojos».

La serie comienza con un conglomerado de base, que en el dominio de esta Hoja es bastante continuo, aunque aparezca de forma lenticular, variando de espesor entre 5 y 8 metros.

Se trata de un conglomerado oligomictico formado por cantos de cuarcita redondeados de 5 a 8 mm. (algunos de estos cantos son metamórficos) envueltos en una matriz arenosa de color gris-verdoso, con filosilicatos cloríticos finos en una proporción menor del 1 por 100.

Por encima del conglomerado basal aparece una serie detrítica, que se inicia en la base, con una alternancia de pizarras arenosas y limolíticas blanco-amarillentas con intercalaciones de bancos cuarcíticos grises.

La serie continúa hacia el techo con un potente paquete de microconglomerados y areniscas líticas de colores grises y marrones en bancos irregulares, con bases erosivas, estratificación ondulada y megaestratificación cruzada.

En detalle presentan estructuras de corriente, siendo las más frecuentes de laminaciones paralelas, cruzadas y «ripple marks».

Petrográficamente, los microconglomerados se caracterizan por estar formados por fragmentos angulosos de más de 2 mm., algunos de ellos de cuarcita metamórfica y en proporción inferior al 50 por 100, los cuales aparecen englobados en una matriz serícita de hasta un 15 por 100.

Por lo que respecta a la edad de estos materiales, BOUYX (1970) dató su «Niveau Rouge» como Tremadociense a partir de restos fósiles encontrados en la Sierra de Mestanza. Igualmente MORENO et al. (1976) en el flanco norte del anticinal de Valdelacasa datan por icnofósiles las microconglomeradas como Tremadociense medio-superior. Recientemente, MOLINA y FERNANDEZ CARRASCO (in lit.), en la cercana Hoja de Valdemanco de Esteras, encontraron en estos materiales pistas (*Skolithos* sp. y *Cruziana furcifera*) y braquíópodos inarticulados (*Ectenoglossa* cf. *lesneri*) a los que le han atribuido una edad Tremadociense superior-Arenigiano. El espesor total de esta formación puede estimarse en unos 150 metros, aproximadamente.

### **1.3.2. Cuarcita Americana. Arenigiano (10)**

Por encima del conjunto anterior se deposita una potente serie cuarcítica de unos 150 a 200 metros en la que BOUYX (1970), en Sierra Morena Oriental, distinguió tres tramos:

- a) «Areniscas inferiores», constituidas por areniscas y cuarcitas con

- intercalaciones pizarrosas y un nivel de conglomerado a la base.
- b) «Niveles con Cruzianas».
  - c) «Areniscas superiores», constituido por areniscas y cuarcitas con escasas intercalaciones pizarrosas.

Estos tres tramos también fueron distinguidos por TAMAIN (1972), denominándolos inferior, medio y superior.

Los tres tramos definidos por estos autores han sido reconocidos dentro de la Hoja, aunque en la cartografía se presentan como una sola unidad.

Debido a su resistencia a la erosión y meteorización, esta formación constituye los principales relieves de la Hoja, diferenciándose generalmente dos crestas que corresponden a los tramos inferior y superior, separados por una suave depresión correspondiente al tramo intermedio, más fácilmente erosionable por su contenido en pizarras.

El tramo inferior está constituido por un potente paquete cuarcítico de unos 80 a 100 metros de espesor. Se trata de bancos de cuarcita blanca masiva de 2 a 5 metros de potencia. Como estructuras sedimentarias más frecuentes aparecen megaripples, laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela muy gruesa.

El tramo intermedio está constituido por una alternancia de cuarcitas y areniscas grises con intercalaciones de niveles de pizarras negras que hacia la base del tramo son más potentes, siendo muy frecuente la presencia de pistas bilobadas. A lo largo de todo el tramo aparecen estructuras de corriente como laminación paralela, cruzada y «ripple marks». La potencia total de este tramo varía entre los 20 a 30 metros.

El tramo superior está formado por un paquete de cuarcitas tableadas de 45 a 60 m. de potencia. Se trata de cuarcitas blancas en bancos que varían de 5 a 15 cm. en la base hasta 20 a 30 cm. a techo, entre los cuales se intercalan niveles centimétricos de pizarras grises oscuras. En ellas aparece laminación paralela y laminación cruzada abundante, así como «Trenes de ripples». Se han encontrado pistas clasificadas únicamente como *Cruziana sp.*

En lámina delgada se trata de cuarzo arenitas fuertemente recristalizadas y en las que los granos de cuarzo, tamaño arena, constituyen el 95 por 100 del total de la roca, además de una matriz sericítica muy escasa y una fracción pesada de hasta un 3 por 100.

En cuanto a la edad, no hay duda respecto a la inclusión en el Arenigiense debido a los fósiles encontrados en la zona y en otros lugares cercanos a este sector.

PUIGDEFABREGAS (1974) interpretó este conjunto como representante de una serie de barras litorales.

### 1.3.3. Alternancia de Pochico. Arenigiense (11)

Se trata de una alternancia de delgados paquetes de cuarcitas, areniscas y pizarras correlacionables con los «Estratos Pochico» de TAMAIN (1972) y con «alternancias esquisto-cuarcíticas» de BOUYX (1970).

TAMAIN (op. cit.) subdividió a los «Estratos Pochico» en dos conjuntos:

- a) «Alternancias Pochico», compuesta por finos paquetes de cuarcitas con intercalaciones de areniscas y pizarras con abundantes pistas de reptación.
- b) «Areniscas amarillas Pochico», constituidas por una alternancia de areniscas y pizarras, siendo escasas las cuarcitas.

Estos dos tramos definidos por TAMAIN no han sido diferenciados en esta Hoja, ya que raramente son diferenciables y, además, su significación cartográfica es muy pequeña.

Comienza Pochico con una alternancia de cuarcita laminadas beige y pizarras negras en bancos de 20 cm. hasta 1 m.

Son bancos bastante irregulares, con bases erosivas y en la que aparece una laminación paralela constante. Aparecen, además, numerosas pistas de reptación.

Hacia el techo, continúa la serie con una alternancia de areniscas micaceas, cuarcitas blancas y pizarras negro-violáceas en bancos, que forman secuencias positivas, de 20 a 50 cm. en la base hasta 5 a 10 cm. a techo. Los bancos más potentes tienen laminación paralela con bordes netos, mientras que los bancos más delgados tienen laminación cruzada y «ripples» asimétricos que pueden llegar a constituir «trenes de ripples» o incluso estratificación lenticular en los tramos más pelíticos.

Petrográficamente son cuarzoarenitas y arenitas líticas del mismo tipo que las de la Armoricana, pero con una matriz sericítica en proporción inferior del 5 por 100 y una fracción pesada de hasta un 10 por 100, con notable contenido en circón.

En la vecina Hoja de Almadén COULLAUT et al. (in lit.) han encontrado una fauna de *Roualtia* sp. y *Physophycus* sp. que permiten determinar una edad Arenigense. TAMAIN (1972) además considera que el techo de los «Estratos Pochico» es ya de edad Llanvirniense, nunca dentro de esta Hoja ni en su entorno geográfico inmediato.

PALERÓ (1983) considera, por otro lado, que los «Estratos Pochico» se han formado en un medio de llanura mareal que va evolucionando de supramareal a submareal.

La potencia total de la formación varía entre 120 a 130 metros, aunque en el campo aparentemente sea menor debido a que la mayor parte de esta formación está cubierta por los derrubios de latera de la «cuarcita armoricana».

#### 1.3.4. Pizarras de Calymene. Alternancia inferior. Llanvirniense-Llandeiloiense (12, 13)

Este conjunto de materiales fue subdividido por TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental, en tres unidades litoestratigráficas que de abajo a arriba son:

- «Esquistos de Río».

- «Cuarcitas inferiores».
- «Esquistos Botella».

Este conjunto tiene una potencia de unos 590 metros.

Igualmente, COULLAUT et al. (in lit.), en la Hoja de Almadén, distinguen tres unidades litoestratigráficas correlacionables con las anteriores, que definen como:

- «Pizarras de Calymene inferior».
- «Alternancia inferior».
- «Pizarras de Calymene superior».

Con una potencia total de los tres tramos de 450 metros.

En nuestra zona se han podido reconocer estos tres tramos, pero en cartografía se han agrupado las unidades pizarrosas de «Calymene inferior» y «Calymene superior» en un solo conjunto litológico, ya que la poca continuidad lateral de la unidad «Alternancia inferior» hace imposible la diferenciación de las otras dos unidades litoestratigráficas, al menos, en gran parte de la Hoja.

En este sector la potencia total del conjunto es de unos 300 metros.

#### 1.3.4.1. *Pizarras de Calymene inferior*

Se trata de una monótona y potente serie formada por pizarras negras que en alteración adquieren colores parduzcos, amarillentos y marrones. En la base del tramo se intercalan niveles areniscosos de forma lentejonar, constituyendo un tránsito gradual respecto a la formación infrayacente. Hacia techo se van haciendo menos potentes y discontinuas, llegándose a una verdadera estratificación lenticular. A lo largo de todo el tramo aparecen entre las pizarras nódulos arenosos de probable origen diagenético que con frecuencia, contienen restos fósiles generalmente de branquiópodos, trilobites y céfalópodos.

Estas pizarras tienen una matriz muy recristalizada, lo que impide, por tanto, precisar su tamaño de grano original, que, probablemente, sería de tamaño limo o arcilla. Los fragmentos mayores (tamaño arena fina) son de filosilicatos, salvo en pequeñas bandas de estratificación ricas en cuarzo.

En cuanto a la edad de esta formación se han encontrado numerosos yacimientos en la zona que indican una edad Llanvirniense; en uno de ellos ha aparecido la siguiente fauna: *Neseureetus* (*Neseureetus*) *tristani* (BRONGNIART), *Hesperorthis noctilia* (SHARPE), *Kloucekia kloucekia* (*Kloucikia*) cf. *Drevermanni drevermanni* (HAMMAN) y *Salopia* sp.; en otros yacimientos, además de éstos, han aparecido, *Deceptrix* cf. *ciae* (SHARPE), y *Leda* cf. *escosuarae* (SHARPE).

El límite inferior de este tramo no ha podido ser datado con precisión dentro de esta Hoja, aunque GARCIA SANSEGUNDO y LORENZO ALVAREZ (in lit.), en la cercana Hoja de Siruela, determinan para la base de este tramo una edad Llanvirniense inferior, hecho que no excluye la

posibilidad de que los «estratos Pochico» lleguen a alcanzar esta edad, aunque este punto nunca ha podido ser comprobado en este área.

El límite superior, sin embargo, sí se ha podido determinar con bastante precisión, ya que han sido reconocidos dos yacimientos, a techo de esta formación, que determinan una edad Llandeiloíense inferior (parte alta). En uno de estos yacimientos se ha reconocido la biozona *Heterorthina*, incluyendo la siguiente fauna: *N. (Neseuretus) tristani* (BRONGNIART), *Redonia deshayesiana* (ROUALT), *Carceolaria ribeiroi* (SHARPE), *Sinuites (Sinuites) hispánica* (BORN) y *Cirtodiscus? acutus* (SOWERBY).

En el otro se ha reconocido: *Illaenus cf. hispanicus* (BARRANDE), *Crozonaspis sp.*; *Edodalmanitina chillonensis* (HAMMAN); *N. (Neseuretus) tristani* (BRONGNIART), *Apollonorthis cf. bussacensis* (SHARPE) y *Actinodonta naranjaona* (VERN y BARR).

De acuerdo con los datos expuestos puede precisarse una edad Llanvirniense, probablemente inferior para la base de la formación, situándose el techo en el Llandeiloíense inferior (parte alta).

### 1.3.4.2. Alternancia inferior

Del tramo pizarroso anterior se pasa gradualmente a un paquete en el que alternan areniscas beige y marrones, cuarcitas blancas y pizarras grises oscuras.

Las intercalación de este nivel arenoso entre dos formaciones pizarrosas (Pizarras de Calymene inferior y superior) produce, generalmente, un resalte topográfico en el terreno. Este nivel arenoso no es constante, adelgazándose y desapareciendo lateralmente en algunos puntos. Su potencia oscila entre 50 y 80 m.

Comienza la base de este tramo con una alternancia de pizarras y areniscas en bancos delgados de morfología lentejonar, con laminación cruzada, y que en su parte baja tienen estratificación lenticular. Hacia techo se pasa a una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras en bancos más gruesos, con bordes netos, laminación cruzada y paralela.

Estas areniscas petrográficamente son rocas detríticas de tamaño arena, media a fina, de fragmentos angulosos y matriz ~~séricita~~ de hasta un 10 por 100, opacos abundantes, hasta un 15 por 100 y minerales pesados en proporción mucho menor. En general, este tramo sería la culminación de una megasecuencia negativa (Thickening upward) consecuencia de la regresión de unos sedimentos de plataforma (Pizarras de Calymene inferior) a sedimentos de llanura mareal (Alternancia inferior).

La edad de este tramo no ha podido ser determinada faunísticamente por no encontrarse ningún yacimiento en la zona, aunque si tomamos como referencia los tramos infra y suprayacentes podemos encuadrarlo dentro del Llandeiloíense inferior medio.

### 1.3.4.3. *Pizarras de Calymene superior*

Se trata de unas pizarras idénticas que las del tramo de «Calymene inferior», es decir, pizarras oscuras que en alteración son parduzcas, amarillentas o marrones y que hacia techo se hacen más arenosas, presentando nódulos arenosos con restos fósiles e intercalándose algunos niveles areniscosos formando estratificación lenticular.

La edad de este tramo no se ha podido determinar en este sector pero, teniendo en cuenta los datos de GARCIA SAN SEGUNDO y LORENZO ALVAREZ (in lit.), en la cercana Hoja de Siruela, puede atribuirse una edad para este tramo de Llandeiloiense medio superior.

La potencia total no se puede precisar con exactitud, variando entre los 40 y 60 m.

### 1.3.5. **Cuarcitas de Canteras. Llandeiloiense-Caradociense (14)**

Definidas así por ALMELA et al. (1962) en la zona de Almadén, son correlacionables con las «cuarcitas Botella» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972).

El paso de las pizarras de «Calymene superior» a esta formación es progresivo y continuo, por medio de una alternancia de areniscas y pizarras en bancos de 5 a 10 cm. que hacia techo se hacen predominantes, alcanzando una potencia de 10 a 20 cm. Este tramo es el que se viene llamando «Alternancia de canteras» en la zona de Almadén.

Se trata de unas areniscas de colores beiges claros que alternan con pizarras negras a bancos lenticulares con estructuras de corriente como laminación cruzada, paralela, «ripples» asimétricos de oscilación y «ripple marks» en general, a veces se observa estratificación gradada y «flaser».

Petrográficamente, estas areniscas son rocas detriticas de tamaño arena fuertemente recristalizada, con una matriz serícita escasa menor del 5 por 100, en la que la mayor parte de la clorita corresponde a antiguos filosilicatos alterados, la fracción pesada alcanza hasta un 10 por 100 con predominio de opacos.

Hacia techo se pasa gradualmente a un paquete de cuarcitas y areniscas que constituye la cuarcita de Canteras. Comienza en su base con un tramo de cuarcitas blancas y areniscas beiges, tableadas las primeras y lentejonares las segundas, en bancos de 10 a 20 cm. que hacia techo pueden llegar hasta 1 m. Esta secuencia puede llegar a repetirse hasta dos veces. Culmina este paquete con una monótona serie de cuarcitas blancas en bancos de 2 a 4 m. de espesor bastante continuos. En todo el paquete aparecen Skolithos y trazas de bioturbación. Además, es frecuente la presencia de estratificación cruzada de surco formando a veces «megaripples», reconociéndose también una laminación paralela muy grosera.

Petrográficamente, se trata de cuarzo-arenitas con una proporción de cuarzo de hasta un 95 por 100, con fragmentos redondeados (aunque

de esfericidad variable) de morfología muy modificada por recristalización. Matriz serícítica menor de 2 por 100 y fracción pesada escasa.

En cuanto a la edad hay que decir que ALMELA et al. (1962), en la zona de Almadén, atribuyeron al Caradociense todo el conjunto. Sin embargo, CARRE et al. (1970), en la zona de Aldeaquemada, y LAURET (1974), en el sector de Almadén-Almadenejos, encontraron en la base de todo este conjunto fauna del Llandeiloíense alto. Por tanto, este conjunto de materiales debe pertenecer al Llandeiloíense Superior-Caradociente.

La potencia total de toda la formación oscila alrededor de los 120 m.

### 1.3.6. Alternancia superior. Caradociense (15)

Fueron definidas por SAUPE (1973) y corresponde a lo que TAMAIN (1972) definió como «Bancos mixtos» en Sierra Morena oriental. Se trata de una alternancia de areniscas, areniscas-cuarcíticas y pizarras, con una potencia total para todo el tramo de 80 a 100 m.

La serie comienza en su base, con un paquete de pizarras arenosas grises, bastante laminadas, que raramente afloran en su totalidad, con una potencia de 15 a 20 metros, y que corresponden a lo que TAMAIN (op. cit.) definió como «Pizarras Cantera». Este paquete no ha sido diferenciado en la cartografía y se incluye dentro del tramo descrito a continuación.

La alternancia Superior comienza en su base, con un paquete de pizarras negras, en el que se intercalan, de forma progresiva, niveles areniscosos en bancos de 5 a 10 cm., con bordes muy netos y con una ligera laminación paralela. Hacia techo se pasa a una alternancia de areniscas grises claras y pizarras grises, que en algunos tramos llegan a ser areniscas cuarcíticas, e incluso verdaderas cuarcitas blancas. Los niveles areniscosos aparecen bastante lentejones, siendo más continuas las cuarcitas, y en todas ellas se han podido apreciar estructuras de corriente con laminación paralela, cruzada «ripples de oscilación» y «ripple marks» en general.

Las pizarras tienen una matriz serícítica muy recristalizada, en la que aparecen fragmentos micáceos detriticos, tamaño arena, en una proporción de hasta un 15 por 100. Por otro lado, las areniscas son feldespáticas (con albita), poco recristalizadas, con una matriz serícítica de hasta un 10 por 100 y una fracción pesada con opacos de hasta un 5 por 100.

Intercaladas en el tramo aparecen unas areniscas de matriz feldespática y textura brechoide, con cantos relativamente gruesos (tamaño mayor que la arena con la misma composición que la matriz).

Hacia el techo la composición de la matriz cambia por la presencia de abundantes carbonatos detriticos primarios.

En algunas zonas, estas capas aparecen como un nivel limonitizado, en el que TAMAIN (1972), LAURET (1974) y HAMMAN (1976) encontraron fauna de edad caradociense.

Este nivel ha sido reconocido por nosotros en varios puntos de la zona, en donde hemos encontrado fauna de *Rowellites?*, sp., *Orthidae*

indet., *Palaefavorites* sp. y *Conulites* sp., que determinan una edad Caradociense.

### 1.3.7. Caliza Urbana. Ashgillense (16)

Fueron definidas por TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental, en donde alcanzan un espesor notable de hasta 80 metros. Otros autores, como LEAL et. al (1976), en la misma zona, dividen esta unidad en tres tramos: calizas con braquíópodos, calizas detríticas y calizas cristalinas.

Dentro de esta hoja aparece como un nivel discontinuo y lenticular, de 2 a 5 metros de espesor, aunque de todas formas constituye un excelente nivel guía a escala cartográfica. Puede reconocerse bien en el campo por la presencia de pequeñas explotaciones que jalonen su trazado, ya que por ser el único nivel calcáreo de cierta importancia que existe en esta zona, han sido sistemáticamente utilizados para la obtención de cal.

Se trata de calizas y dolomías de colores claros, bastante recristalizadas y fracturadas, que en alteración presentan unos colores amarillos y pardorojizos. A veces pueden aparecer como un nivel silicificado con óxidos (COULLAUT et. al, in litt.).

Con frecuencia se observa a techo una capa limonitizada (RIOS ARAGUES, 1977), que en algunos puntos de Sierra Morena Oriental se ha explotado para el beneficio de mineral de hierro. La edad de este tramo ha sido precisada por diversos autores. Así, FUGANTI y SERPAGLI (1968), al Sur de el Viso del Marqués (Ciudad Real) y LAURET (1974) dan una edad para este nivel de Ashgillense Inferior, hecho comprobado por TAMAIN (1972) que definió un nivel con *Heliocrinites cf. rouvillei* que confirma esta edad.

RIOS ARAGUES (1977) confirma esta edad con datos de fauna recogidos en la Hoja de Aldeaquemada (Sierra Morena Oriental).

Recientemente, los datos obtenidos por GARCIA SAN SEGUNDO et al. (in litt.) en estas calizas a partir de conodontos, confirman la datación anterior y sitúan el límite Caradociense-Ashgillense en la base de estas calizas.

### 1.3.8. Pizarras de Muro. Ashgillense (17)

Definidas por SAUPE (1971) en la zona de Almadén y correlacionables con las «Esquistas Chavera» que TAMAIN (1972) definió en Sierra Morena Oriental.

Se trata de unas pizarras negras, que a veces llegan a ser ampelíticas. Hacia techo se hacen más arenosas, con colores gris-marrón, presentando finas intercalaciones areniscosas, debido a las cuales presenta una estratificación lenticular. A lo largo de todo el tramo aparece una laminación paralela muy intensa, que junto a la esquistosidad,  $S_1$ , hercínica dan lugar a una disyunción en lápiz (pencil cleavage) muy peculiar.

Petrográficamente se trata de unas pizarras con una abundante matriz de filosilicatos, con abundantes granos, tamaño arena de cuarzo y mica blanca de hasta un 20 por 100 del total de la roca.

Estas pizarras habían sido consideradas azóicas, y se les daba una edad Ashgillense, en función de su posición estratigráfica, TAMAÍN (1972) y HAMMAN (1976).

Más recientemente, RIOS ARAGUES (1977) en Sierra Morena Oriental data este tramo, por medio de graptolites como Ashgillense Inferior.

Por otro lado, HAFENRICHTER (1980) definió una edad Llandoveryense para esta formación por medio de una fauna de acritarcos.

Por tanto, el límite Ordovícico-Silúrico debe situarse dentro de este tramo. Este último dato debe ser considerado más válido, teniendo en cuenta la proximidad regional a nuestra zona.

La potencia de este conjunto pizarroso varía de 40 a 60 metros.

## 1.4. SILURICO

Tal como hemos dicho anteriormente, el límite Ordovícico-Silúrico se sitúa dentro del conjunto pizarroso de las llamadas «Pizarras de Muro», a partir de los últimos datos de HAFENRICHTER (1980). El resto del Silúrico está constituido por cuarcitas y areniscas (cuarcita de Criadero) y pizarras ampelíticas negras con monograptidos, estas últimas con numerosas intercalaciones volcánicas básicas.

La potencia de todo el conjunto de materiales silúricos puede llegar a alcanzar los 300 metros.

### 1.4.1. Cuarcita de Criadero. Llandoveryense (18)

Definidas así por ALMELA et al. (1962), en la zona de Almadén, por ser el metalotecto de la mineralización de mercurio. Son correlacionables a las «cuarcitas Superiores» que TAMAÍN (1972) definió en Sierra Morena Oriental.

SAUPE (1973) distinguió tres tramos dentro del conjunto cuarcítico, con una potencia total de 50 a 65 metros, que de muro a techo son:

- Ortocuarcita blanca muy pura en bancos gruesos de límites netos.
- Areniscas y pizarras negras con estructuras de carga.
- Cuarcitas arenosas negras, con nódulos de pirita en ciertos niveles y «ripple marks» frecuentes.

Esta sucesión sólo ha podido ser reconocida dentro de esta Hoja, en su esquina NO, en el flanco norte del anticlinal de S. Benito, mientras que en el flanco Sur aparece como una banda continua donde sólo se reconocen materiales con las características petrográficas del tramo definido por SAUPE.

La resistencia a la erosión de este nivel cuarcítico da lugar a la

existencia de sensibles resaltes topográficos, que por su continuidad lateral constituye un excelente nivel guía a escala cartográfica.

En nuestra zona comienza la sucesión con un paquete de cuarcitas blancas en bancos de 10 a 30 cm., que incluso pueden alcanzar 1 a 2 m. hacia el techo. Son bancos con bordes muy netos y bastante continuos, en los que suele aparecer laminación cruzada y paralela a techo del paquete.

Petrográficamente se trata de unas cuarcitas, granos de cuarzo redondeados y recristalizados que constituyen más del 95 por 100 del total de la roca, con una matriz serícítica menor del 2 por 100 y opacos en proporción menor del 3 por 100, constituyendo una película alrededor de los granos de cuarzo.

El tramo intermedio está constituido por una alternancia de areniscas oscuras y pizarras negras finas, predominando las areniscas en bancos de 5 a 10 cm. bastante lentejonares, con bases erosivas y en donde se aprecian «ripple marks». Este tramo puede tener una potencia de 10 metros.

El tramo superior está constituido por una cuarcita negra de unos 15 a 20 metros de potencia de bancos de 20 a 30 cm. hasta 1 a 2 m., en los que aparecen «ripple marks» y en los niveles más potentes aparece estratificación cruzada.

Petrográficamente se trata de cuarzoarenitas muy recristalizadas en las que los granos de cuarzo ocupan el 90 por 100 del total de la roca y entre los cuales aparece un cemento ferruginoso.

No se han encontrado fósiles en todo el conjunto cuarcítico, aunque por su posición estratigráfica encima de las «Pizarras de Muro» (que llegan al Llandoveryense; HAFENRICHTER, 1980) y las pizarras con monograptídos suprayacentes, se concluye en una edad Llandoveryense inferior-medio para todo el conjunto de la cuarcita de Criadero.

#### 1.4.2. Pizarras negras con graptolitos. Llandoveryense-Gediniense (19)

Inmediatamente encima de la cuarcita de Criadero aparece esta formación que ocupa el fondo de amplias depresiones topográficas por su facilidad a ser erosionados, especialmente en el flanco sur del anticlinal de San Benito, donde ocupa una banda amplia y continua a lo largo de toda la Hoja. Se trata de unas pizarras ampelíticas negras muy exfoliables e intensamente laminadas, que, por alteración, parecen grises-azuladas y violáceas, en las que se incluye abundante fauna de graptolitos (Monograptídos), además de nódulos de forma discoidal en cuyo interior pueden aparecer restos fósiles y fragmentos vegetales.

Otra característica de los tramos basales de esta formación es la presencia de azufre y la aparición ocasional de niveles silíceos negros (lítidas) de 2 cm. de espesor como máximo.

Hacia techo de la formación las pizarras se hacen más arenosas, apareciendo incluso niveles de areniscas milimétricas que le dan al tramo un carácter de estratificación lenticular.

El tramo más superior de la formación, que en otras zonas aparece como una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras en bancos finos, constituyendo el tránsito al Devónico, en este sector aparece casi siempre cubierto por sedimentos cuaternarios fluviales, no pudiendo precisarse las características litológicas del techo de la formación.

Asociadas a los tramos pizarrosos finos aparecen numerosas rocas volcánicas básicas en forma de «sills» y diques, cuya presencia se mantiene hasta el Devónico.

La base del tramo ha sido datada paleontológicamente merced a la determinación de numerosas faunas de monograptidos que aparecen en las pizarras negras. Así, en la esquina sureste de la Hoja se ha encontrado la siguiente fauna: *Petalograptus palmeus* (BARRANDE), *Rastrites?* sp., *Monograptus galaensis* (LAPWORTH), *M. narri* (PERNER) y *M. unicoloratus* (ELLES y WOOD), que constituyen la biozona 22 de ELLES y WOOD, y dan una edad Llandoveryense para el tramo de base.

Más hacia el techo es difícil encontrar niveles fosilíferos interesantes, si bien ALMELA *et al.* (1962), en la región de Almadén y en la vecina Hoja de Hinojosa del Duque, encontraron asociaciones de monograptidos correspondientes a la zona 33 de ELLES y WOOD de edad Ludoviense.

A techo de la formación no aparecen datos faunísticos dentro de esta Hoja, aunque en la Hoja de Valdemanco del Esteras (782) se citan faunas gedinienses en la parte superior de la formación (MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO, en lit.). Estos datos permiten suponer que también en esta zona el tránsito Silúrico-Devónico se realice en algún punto indeterminado de la parte superior de estas pizarras ampelíticas, cuyo techo debe ser Devónico inferior (Gediniense).

La potencia total de esta formación puede variar desde 150 a 200 metros, aunque no se puede precisar con exactitud debido a que su límite superior aparece generalmente cubierto.

## 1.5. DEVONICO

El tránsito Silúrico-Devónico no ha podido ser datado con precisión, coincidiendo, por tanto, con los trabajos de ALMELA *et al.* (1962), SAUPE (1973) y COULLAUT *et al.* (1978), que incluyen este tránsito a techo de la formación anterior.

Los materiales devónicos constituidos por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras indican un cambio gradual en el régimen de sedimentación respecto de los materiales silúricos.

Todo el conjunto del Devónico aparece exclusivamente representado dentro de la Hoja en el flanco sur del anticlinal de San Benito, constituyendo una continua y extensa franja que abarca toda la Hoja, limitando los materiales paleozoicos descritos en los apartados anteriores con los materiales de facies «culm» del Carbonífero inferior.

Todo el conjunto Devónico queda caracterizado por una secuencia de materiales cuarcíticos, areniscosos y pizarrosos con numerosas intercalaciones de rocas volcánicas básicas.

El conjunto de materiales devónicos, con una representación cartográfica considerable, ofrece, sin embargo, imprecisiones y problemas paleoestratigráficos por la escasez de datos paleontológicos.

Así, no se ha podido demostrar la existencia de Devónico inferior en el ámbito de la Hoja, aunque su presencia sea sospechada por las facies encontradas, similares a los materiales del Devónico inferior en áreas vecinas.

Esta circunstancia impide también precisar la existencia de la laguna estratigráfica comprendiendo el Devónico medio, reconocida por PUS-CHMAN (1967) en el contexto regional.

Por otra parte, tampoco ha podido comprobarse paleontológicamente la existencia de Fameniense, que sí existe dentro de la vecina Hoja de Hinojosa del Duque, además de otros sinclinales situados más al norte, como el de Guadalmez (PARDO, 1983).

Esta ausencia de Fameniense puede ser debida, al menos en parte, a procesos de deformación, ya que, en general, toda la banda cartográfica correspondiente al contacto Devónico-Carbonífero está intensamente tectonizada.

### 1.5.1. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Siegeniense-Emsiense (20, 21, 22)

En este apartado se describen una serie de materiales que por su posición estratigráfica y sus características litológicas pueden correlacionarse con los descritos por PARDO (1983) en el sinclinal de Guadalmez como término D4.

Se trata de un conjunto de materiales de 70 a 80 metros de potencia en el que alternan pizarras grises, areniscas pardas y cuarcitas blancas. Estos materiales aparecen formando pequeñas secuencias negativas (Thickening upward), pudiendo diferenciarse hasta tres de estas secuencias. Cada una de éstas comienza con una alternancia de areniscas y pizarras en bancos de 5 a 20 cm. que normalmente culmina con una barra cuarcítica de hasta 2 m. de potencia. Los bancos son bastante lentejonares y con bases erosivas y en la mayoría de ellos aparece laminación cruzada, paralela y «ripples» sobreimpuestos unos a otros. Algunos niveles de este tramo aparecen intensamente bioturbados. Cerca del techo de este conjunto aparece un paquete de unos 8 metros de potencia constituido por cuarcitas de 50 a 90 cm., con bases erosivas y en las que se observa una laminación cruzada muy generalizada. Encima del anterior paquete aparece un tramo de unos 20 metros de potencia constituido por una alternancia de areniscas marrones y pizarras grises en bancos de 5 a 10 cm., en los que se observa localmente la presencia de «trenes de ripples». En este tramo pueden aparecer tobas ingnimbriticas constituidas por numerosos fragmentos de «lapilli» oxidados, cuya forma se adapta a los de cuarzo y a los fragmentos líticos dentro de una matriz clorítica uniforme.

Petrográficamente, el tramo descrito está constituido por cuarzoarenitas de recristalización intensa, con matriz clorítica y serícita menor de

1 por 100 y fracción pesada escasa y areniscas cuarzosas de cantos angulosos de cuarzo y hasta un 15 por 100 de matriz sericítica y clorítica y pizarras arenosas rica en fragmentos micaceos.

En todo el conjunto descrito aparecen intercaladas numerosas rocas subvolcánicas basálticas en forma de «sills» y diques.

Hemos supuesto una edad Siegeniense-Emsiense para todo este conjunto de materiales de acuerdo con la edad asignada por PARDO (1983) el tramo D4, con el cual puede correlacionarse litológicamente este conjunto detrítico.

### 1.5.2. Cuarcitas a muro. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Frasniente (23, 24)

Este conjunto de materiales ha sido descrito por diferentes autores en muchos sectores próximos a nuestra zona, el más cercano de los cuales corresponde al sinclinal de Guadalmez estudiando detalladamente por RIOS *et al.* (1975) y más recientemente por PARDO (1983).

La serie está constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras con una potencia total de unos 50 a 60 metros que hacia el este de la zona prácticamente dejan de aflorar, aunque pueden seguirse en la cartografía gracias a la existencia de un suave resalte topográfico.

Este conjunto de materiales comienza en su base por un paquete de 8 a 10 metros de potencia constituido por cuarcitas blancas y areniscas cuarcíticas ferruginosas bastante lentejonares, en donde se advierte la presencia de laminación paralela y cruzada. Este paquete contiene abundantes restos de braquiópodos, trilobites, crinoides y bivalvos, que a veces constituyen una auténtica lumaquela.

Encima del paquete anterior aparece un conjunto de materiales de 40 a 50 metros de potencia, constituido por una alternancia de cuarcitas blancas, areniscas marrones y pizarras grises en bancos bastante continuos, algunos de los cuales constituyen verdaderos «trenes de ripples», apareciendo los más potentes con laminación cruzada y algunos canales de erosión.

Petrográficamente, este conjunto está constituido por cuarzoarenitas, areniscas cuarzosas y pizarras arenosas del mismo tipo que las descritas para el Devónico inferior.

La fauna recogida, sobre todo en el paquete de cuarcitas de muro, ha permitido datar con precisión este conjunto como Frasniente, detectándose la presencia de dos biozonas características de esta edad. Citamos, a continuación, las especies encontradas:

- Biozonas de *Cyphoterorhynchus marianus*: *Cyrtospirifer* sp., *Cyrtina* sp., *Apousiella dorlodoti* (RIGAUX), *Spinocyrtia* sp., *Ripidiorhynchus cf. barroisi* (RIGAUX), *Cyphoterorhynchus cf. marianus* (VERNEUIL y BARRANDE), *Plagioglypt* sp., *Prodentalium* sp., *Lymipecten gilsoni* (MAILLIEUX), *Phestia accuta* (MULLER), *Carydium beus hauseni* (MULLER), «*Ctenodonta*» *robustella* (MULLER), *Nuculites planiformis* (MULLER), *Cyrtospirifer cf. brodi* (WENJUKOV), *R. cf.*

- belliloci* (BRICE), además de restos de trilobites, bivalvos, crinoideos y briozoos.
- Biozona de *Apousiella almadenensis*: *Apousiella almadenensis nom mud.*, *Ripidiorhynchus aff. farsani* (BRICE), *Cyrtospirifer* sp., *Productella cf. subaculeata* (MURCHISON), *Cyrtospirifer shelonicus* (NALIVKIN), *Ripidiorhynchus cf. kotalensi* (BRICE), *Vermiforichus* sp., además de crinoideos y briozoos fenestellidos.

## 1.6. CARBONIFERO

Corresponde casi en su totalidad a un Carbonífero en facies «culm», constituido por pizarras oscuras con finas intercalaciones de grauwacas y niveles lentejonares cartografiados de conglomerados, calizas detríticas y grauwacas, que pertenece casi totalmente al flanco sur del Sincinal de los Pedroches, ya que solamente en las proximidades del Devónico aparece un retazo del flanco norte, el resto de este flanco está, probablemente, laminado por un gran accidente tectónico situado en la proximidad del contacto Devónico-Carbonífero. Este accidente da lugar a que sean los tramos más altos de la serie del Carbonífero los que aparezcan cerca de los materiales del Devónico superior (ver capítulo de tectónica).

La potencia aproximada de este «Culm» Carbonífero, que aflora en la presente Hoja, puede estimarse en unos 3.000 metros.

Tradicionalmente se ha considerado esta serie carbonífera como el resultado de una sedimentación de carácter no somera en una cuenca de rápida subsistencia. Es decir, un típico depósito de «Culm». Recientemente, sin embargo, estudios sedimentológicos realizados en estas mismas facies al sur del Batolito de Los Pedroches, parecen indicar condiciones de depósito menos profunda, en zonas de plataforma afectadas por tormentas (PEREZ LORENTE, 1979).

El notable espesor de estos materiales, sin embargo, parecen hacer necesaria una rápida subsidencia para su depósito, sobre todo teniendo en cuenta la escasa diferencia de edades detectada a lo largo de toda la serie (ver Memoria de Hinojosa del Duque, RODRIGUEZ PEVIDA *et al.*, in lit.).

En general, todos los materiales carboníferos aparecen en una extensa zona, topográficamente deprimida y de relieve suavemente ondulado en la que sólo destacan pequeñas elevaciones que corresponden con los niveles grauwáquicos y conglomeráticos.

No se han encontrado datos paleontológicos que permiten datar estos materiales dentro de esta Hoja, aunque en la vecina Hoja de Hinojosa del Duque aparecen estas mismas facies en continuidad cartográfica, apareciendo en los tramos basales facies carbonatadas con faunas del Viseense superior, y hacia el techo calizas bioclásticas con conodontos del Namuriense A Superior, que es la edad más alta encontrada.

Los tramos basales carbonatados no aparecen en la Hoja de San Benito, seguramente por los efectos del accidente tectónico mencionado

anteriormente. Si que aparece un lentejón bioclástico similar al descrito anteriormente, aunque no se ha encontrado ningún dato paleontológico válido.

Teniendo en cuenta la proximidad geográfica, la similitud de facies y la continuidad cartográfica, debe suponerse que la edad de los materiales del «Culm» es la misma en ambas Hojas.

Aflora también en la Hoja un Carbonífero discordante, postorogénico constituido por conglomerados de cantos cuarcíticos y matriz grauwáquica de los cuales sólo puede decirse que tiene una probable edad Carbonífero superior.

#### **1.6.1. Pizarras y grauwacas en facies «Culm». Viseense superior-Namuriense A**

De acuerdo con los criterios cartográficos se han diferenciado tres tramos:

##### **1.6.1.1. Tramo inferior de pizarras, grauwacas y conglomerados (25, 27, 28)**

Fundamentalmente pizarroso, solamente interrumpido por niveles lentejonares de grauwacas y conglomerados. Las facies más características de este tramo las constituyen pizarras negras, con cantos angulosos intercalados y finos niveles arenosos dispuestos según «trenes de ripples», lo cual configura en conjunto una típica estratificación lenticular.

Al microscopio las pizarras aparecen compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita, opacos y limonita, pudiendo corresponder parte de los opacos a materia orgánica.

Los niveles de grauwacas presentan granoclasificación positiva, bases erosivas y localmente facies microconglomeráticas canalizadas. Son rocas detríticas, tamaño arena media con escasa fracción de arena gruesa y conglomerado. Están compuestas de cuarzo, fragmentos de rocas (cuarcita), albita, clorita, mica blanca, opacos, circón y sericita. Matriz sericítica inferior al 10 por 100. Por su parte, los conglomerados presentan bases erosivas y granoclasificación, son polimícticos y no tienen estructuras visibles. Están compuestos por fragmentos de roca, cuarzo, mica blanca, rutilo, turmalina y sericita. Hay dos tipos de fragmentos: redondeados de cuarcita (*?metamórfica?*) y angulosas de rocas silíceas localmente con textura volcánica, aunque no se trata de rocas básicas. Matriz sericítica hasta un 10 por 100 y también de tamaño arena.

Intercaladas en la parte alta de este tramo y en la parte inferior del tramo intermedio aparecen rocas de caracteres epiclásticos o piroclásticos. Son rocas con elementos volcánicos, tales como los fenocristales de cuarzo y las acumulaciones de cuarzo, albita y mica blanca rellenando vacuolas, que flotan en una matriz de elementos detríticos. La roca

puede proceder a la remoción de rocas volcánicas, tratándose, en este caso, de una toba riolítica. Ocasionalmente se ha detectado también la presencia de ortopiroxeno.

También aparecen rocas de carácter lávico, no tobáceo, con una matriz de grano muy fino en la cual aparecen fenocristales de cuarzo, de carácter claramente volcánico, feldespatos y biotita, pudiendo clasificarse como pórfitos riolíticos.

#### **1.6.1.2. *Tramo intermedio, fundamentalmente grauwáquico con pizarras y calizas detríticas (27, 28)***

Constituido casi exclusivamente por grauwacas, con pizarras intercaladas y esto ordenado según secuencias positivas. Hacia la parte alta del tramo aparecen intercalados dos niveles de calizas detríticas de unos 40 cm. de potencia. Las grauwacas presentan granoclasicación, «flaser» y facies microconglomeráticas. Son rocas detríticas, tamaño arena media con fragmentos angulosos principalmente de cuarcita y matriz serícita hasta un 15 por 100. Compuestas por: cuarzo, fragmentos de roca, albita, mica blanca, clorita, opacos, sericita, circón y turmalina.

Los feldespatos dominan sobre los fragmentos de roca.

Las calizas son de tono rosado, de carácter detrítico y bioclástico. Están compuestos por carbonatos, fragmentos de roca y cuarzo y limonita. Pueden clasificarse como calizas arenosas, diferenciándose elementos con dos procedencias diferentes:

- Elementos detríticos ricos en cuarzo, con bordes angulosos, también hay fragmentos calcáreos con apariencia de comportamiento plástico durante el depósito. Ello sugiere que se trata de barros no consolidados, retrabajados después de un primer depósito. Por su parte, los oolitos presentan una corteza cuarzosa sobre un núcleo más rico en carbonatos, y están rotos en numerosos puntos, lo cual evidencia que estos oolitos han sufrido un importante transporte.
- Niveles calcáreos muy similares a estos y situados, aproximadamente, en el mismo nivel estratigráfico del «culm» Carbonífero, han sido datados por conodontos, en la Hoja de inmediatamente al oeste (Hinojosa del Duque, 833), obteniendo una edad Namuriense A.

Las pizarras son de color oscuro, finamente laminadas y con intercalaciones centimétricas de niveles arenosos.

#### **1.6.1.3. *Tramo superior de pizarras y conglomerados con escasos niveles de grauwacas (25, 27, 29)***

Este tramo se caracteriza por una parte inferior netamente pizarroso con escasas intercalaciones de grauwacas y una parte alta con numerosos niveles lentejonares de conglomerados, pero de gran corrida lateral.

Las pizarras y grauwacas presentan características similares a las de los tramos anteriores, por tanto, nos referimos únicamente a los conglomerados, los cuales presentan una gran importancia desde el punto de vista sedimentológico, estratigráfico y estructural.

Los conglomerados son polimicticos, con cantos mayores de 1 cm. Presentan bases erosivas y granoclasificación. La matriz es arenosa (tamaño arena media) con fracción de filosilicatos finos inferior al 10 por 100. Compuestos por fragmentos de roca, cuarzo, albita, clorita, mica blanca, opacos, rutilo y circón. Los fragmentos redondeados son de dos tipos: cuarcitas metamórficas y rocas silíceas de grano fino con texturas que sugieren metavulcanitas. Contienen opacos y cristales idiomorfos de probables sulfuros limonitizados. También hay fragmentos de areniscas y pizarras. Las características litológicas de estos fragmentos desconocidos en rocas precámbricas y paleozoicas de la zona Centroibérica, parece indicar una procedencia sur para los aportes sedimentarios.

En la continuación lateral hacia el este del citado Carbonífero en facies «Culm» (zona de La Carolina, Santa Elena), TAMAIN (1972), junto con RUTHIER y PAVILLON, encontraron dentro de los conglomerados restos vegetales entre los cuales, *Archaeocalamites? radiatus*, permitió una datación Dinantiense-Namuriense inferior.

## 1.6.2. Carbonífero superior post-orogénico

### 1.6.2.1. Conglomerados de cantos cuarcíticos y matriz grauwáquica (30)

Se trata de unos conglomerados que aparecen en capas subhorizontales de 1 a 3 metros de potencia, siempre adosados a los materiales silúricos y devónicos. Este conglomerado está constituido por cantos redondeados de 5 a 10 cm. de diámetro, de cuarcitas y areniscas, englobadas en una matriz grauwáquica y con abundante cemento ferruginoso.

Es un depósito claramente post-tectónico (posthercínico) que puede correlacionarse con los materiales descritos por COULLAUT et al. (in litt.), en la Hoja de Almadén y a los cuales asigna una edad Carbonífero superior (Westfaliense superior-Estefaniense) a partir de restos vegetales.

## 1.7. TERCIARIO

En este capítulo se describirán los materiales de esta edad, depositados discordantemente sobre todo el conjunto paleozoico deformado por la orogenia hercínica, constituyendo una capa discontinua, uniforme y poco potente.

### **1.7.1. «Rañas». Conglomerado de base. Plioceno superior (31, 32)**

Estos materiales aparecen bien desarrollados en toda la extensión de la Hoja, ocupando manchas en la cartografía sobre materiales precámbricos, paleozoicos y materiales de facies «Culm» del Carbonífero inferior.

Se trata de una formación claramente postectónica que aparece en posición subhorizontal, con una potencia que varía entre 30 y 40 metros y casi siempre a una misma altura, entre las cotas 400 y 600 metros.

Está constituido por fanglomerados de cantes cuarcíticos subredondeados de 15 a 20 cm. de diámetro, englobados en una matriz arcillosa roja. En la base aparece un conglomerado lentejonal y discontinuo de 5 a 8 metros de potencia, con cantes cuarcíticos englobados por un cemento ferruginoso constituido por óxidos de hierro. En las zonas donde estos óxidos son más abundantes existe localmente una textura coloformes.

En la depresión de Mérida (Badajoz) HERNANDEZ PACHECO (1956) consiguió datar estos materiales como Villafranquiense, edad que se suele admitir generalmente para la parte sur de la Meseta, a falta de nuevos datos paleontológicos.

## **1.8. CUATERNARIO**

Los materiales cuaternarios diferenciados dentro de la Hoja, corresponden a los siguientes tipos:

- Coluviales y derrubios de ladera.
- Cuaternarios indiferenciados.
- Aluviales.

### **1.8.1. Coluviales y derrubios de ladera (33)**

Se trata de cantes cuarcíticos angulosos englobados en una matriz detrítica fina bastante escasa. Ocupan las laderas fuertemente inclinadas de los grandes relieves cuarcíticos, generalmente correspondientes a la «cuarcita Armoricana», «cuarcita de Canteras» y «cuarcita de Criadero».

### **1.8.2. Cuaternario indiferenciado (34)**

Se trata de una capa de materiales constituida por cantes cuarcíticos angulosos englobados en una abundante matriz detrítica, que ocupan los relieves suaves y poco pronunciados, alejados de los grandes relieves cuarcíticos, es decir, ocupando las depresiones constituidas por alternancias de pizarras y areniscas que existen entre las continuas barras cuarcíticas.

### 1.8.3. Aluviales (35)

Son depósitos de poco espesor ligados a los ríos y arroyos que discurren por la zona, dentro de los cuales los más relevantes corresponden a los asociados al río Guadalmez y al arroyo de Santa María.

Se trata de terrazas y cauces abandonados, constituidos por depósitos de cantos y gravas con arena y limos.

## 2. TECTONICA

### 2.1. INTRODUCCION

Las estructuras tectónicas que aparecen dentro de esta hoja pueden agruparse en dos ciclos diferentes: estructuras asociadas a deformaciones prehercínicas y estructuras asociadas al ciclo de deformación hercínico.

Como estructuras prehercínicas únicamente se han encontrado pliegues, sin esquistosidad asociada, cuyas características iniciales son difíciles de establecer como consecuencia de las deformaciones posteriores.

Por lo que respecta a las estructuras hercínicas, sus características generales son similares a las que se han descrito en este contexto regional.

Así, existe una primera fase de deformación principal asociada a la única esquistosidad generalizada existente ( $S_1$ ) y que es, además, responsable de la mayor parte de las estructuras cartográficas.

Con posterioridad aparecen una serie de deformaciones menos importantes, nunca generalizadas y que tienen poca incidencia a escala cartográfica.

Ambos tipos de estructuras serán tratadas con detalle a continuación.

### 2.2. ESTRUCTURAS PREHERCINICAS

Dentro de la Zona Centro-Ibérica y más concretamente en su extremo meridional, se ha citado repetidamente la presencia de episodios de deformación que afectan exclusivamente a los materiales infraordovícicos, e incluso intraprecámbricos, como se ha descrito en el capítulo de estratigrafía (BOUYX, 1970; SAUPE, 1973; AMOR Y ORTEGA, in lit., etc.).

Los datos regionales indican la existencia de un suave plegamiento, afectando exclusivamente a la serie inferior de pizarras y grauwacas (Rifeense), al que se superponen los materiales Vendientes, a su vez discordantes bajo el Ordovícico transgresivo. Este hecho implicaría un carácter erosivo para la discordancia situada en el Ordovícico inferior, generalmente conocida como «Sárdica».

La ausencia de materiales Vendientes y Cárnicos, dentro de la Hoja estudiada, impiden aportar datos sobre la persistencia en esta zona de los fenómenos antes descritos. El Ordovícico inferior se apoya directa-

mente en discordancia angular sobre la serie inferior de pizarras y grauwacas.

Por otra parte, la ausencia del Vendiente y Cámbrico, suponiendo que se hubiesen depositado, puede ser interpretada en relación con la erosión preordovícica asociada a los movimientos epirogénicos que probablemente dieron lugar a la discordancia «Sárdica».

Así pues, dentro de la Hoja de San Benito, las únicas estructuras prehercínicas observables se sitúan en la serie de pizarras y grauwacas y corresponden a pliegues de plano axial subvertical y ejes orientados según direcciones próximas a las trazas regionales hercínicas, aunque claramente oblicuas respecto a la esquistosidad  $S_1$  asociada a los pliegues de primera fase hercínica. Esta falta de paralelismo entre pliegues y esquistosidad se traduce en una dispersión de las lineaciones de intersección entre la esquistosidad  $S_1$  y la estratificación respecto a la posición de los ejes de estos pliegues, como se observa claramente en el Arroyo de las Posaderas (Fig. 1).

Una relación geométrica de este tipo por sí sola puede ofrecer dudas respecto a la existencia real de un episodio de deformación pre-esquistoso, sobre todo cuando se han citado recientemente en algunas zonas del orógeno hercínico (Zona Subportuguesa, pro ejemplo), pliegues oblicuos respecto a la esquistosidad generada durante esa misma fase de plegamiento (BORRADAYLE, 1978).

Es necesario aclarar, en este sentido, que esquistosidades oblicuas respecto a los pliegues, sólo se han encontrado en los materiales precámbricos, y no en el resto de la serie, como debiera ocurrir si se tratase de un fenómeno generalizado en relación con la deformación hercínica.

Por otra parte, en los materiales precámbricos de la vecina Hoja de Tirteafuera (809) se observan las mismas relaciones claramente cortados por la esquistosidad a la escala de afloramiento (AMOR y ORTEGA, in litt.).

Teniendo en cuenta la proximidad geográfica entre ambas zonas y la similitud de las situaciones estructurales, debe concluirse en la existencia de deformaciones pre-hercínicas afectando exclusivamente a los materiales precámbricos dentro de la Hoja de San Benito.

Teniendo en cuenta la deformación hercínica que se superpone a estos pliegues no se pueden precisar sus características originales. Originalmente debió tratarse de pliegues no muy apretados, sin esquistosidad asociada y plano axial subvertical. Su posición actual respecto a la esquistosidad hercínica,  $S_1$  indica que su orientación inicial fue más norteada que la dirección de los trazos regionales hercínicos.

Estas hipótesis coinciden con las observaciones realizadas por MORENO (1977) en la zona de Montes de Toledo.

Por lo que respecta al significado regional de estas estructuras, no existe todavía un acuerdo entre los diferentes autores. Así, MORENO (op. cit.) les atribuye un origen distensivo, por adaptación a un zócalo fracturado, mientras que LEFORT & RIBEIRO (1980) suponen una disposición «en echelon», relacionados con movimientos de cizalla durante el Cámbrico Superior.

Las observaciones realizadas dentro de esta Hoja no permiten apoyar pruebas en uno u otro sentido.

## 2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

### 2.3.1. Estructuras de primera fase

Son las estructuras más desarrolladas y las responsables de las principales estructuras cartográficas, estando constituidas principalmente por grandes pliegues de plano axial subvertical, con una ligera vergencia hacia el Sur.

Estos pliegues se orientan según direcciones aproximadas NO-SE, paralelamente a los trazos regionales hercínicos, aunque localmente esta dirección puede ser modificada por deformaciones posteriores (como ocurre, por ejemplo, en la esquina NO de la Hoja), que serán estudiados posteriormente.

Desde el punto de vista geométrico, la morfología de los pliegues varía sensiblemente en función del comportamiento mecánico de los materiales respecto a la deformación. Los materiales ordovícicos, silúricos y devónicos, con frecuentes niveles cuarcíticos de bastante espesor, que se comportan de manera competente al ser deformados, tendiendo a formarse pliegues con morfologías angulosas y ángulos entre flancos bastante abiertos.

En los materiales carboníferos, y especialmente en la alternancia de pizarras y grauvacas carbonífera, el porcentaje de material pelítico alterante, con niveles tableados y relativamente delgados de areniscas, grauvacas, permiten el desarrollo de pliegues más apretados, aunque con tendencia a mantener los flancos rectilíneos, dando lugar a morfologías intermedias entre «Chevron folds» y pliegues similares.

Del mismo modo que varía la geometría de los pliegues en función de la litología, la esquistosidad  $S_1$  asociada a los mismos ofrece una evolución desigual, con un mayor desarrollo y penetratividad en los materiales carboníferos, mientras que en el resto de los materiales aparece de forma incipiente y con carácter localizado.

Al microscopio, la ausencia de recristalización inducida por metamorfismo regional (prácticamente inexistente) impide clasificarla como «slaty cleavage» en sentido estricto. Teniendo en cuenta que la rotación mecánica de los granos y los procesos de disolución por presión son los mecanismos de deformación que han contribuido principalmente a sus génesis, puede tipificarse esta esquistosidad como un «Slaty cleavage grosero» (BASTIDA, 1981).

Otras estructuras importantes asociadas a esta fase de deformación son las fallas inversas, paralelas al trazado de los pliegues  $F_1$ , y que, desde el punto de vista geométrico, por su trazado paralelo a la estratificación pueden considerarse como cabalgamientos, probablemente formados en los últimos episodios de la evolución morfológica de los pliegues.

El desplazamiento relativo que ha tenido lugar a lo largo de estas fracturas (hundimiento de los bloques meridionales) apoya la vergencia S atribuida a estos pliegues.

Varios accidentes de este tipo han sido reconocidos en la Hoja, situada inmediatamente al Este (Hinojosa del Duque). Sin embargo, en esta zona se manifiesta únicamente en las proximidades del contacto Devónico-Carbonífero, donde, por razones geométricas, ha tenido que ser invocada la existencia de una importante falla inversa, con las características descritas.

En efecto, desde el batolito de El Guijo, en el extremo meridional de la Hoja, hasta las proximidades con el contacto Carbonífero-Devónico, el techo de la serie se mantiene predominantemente hacia el Norte (como se deduce de criterios de polaridad estratigráficos y tectónicos), faltando prácticamente la totalidad del flanco septentrional de esta sinforma carbonífera.

La escasez de afloramientos ha impedido situar con precisión la posición exacta de este accidente en la cartografía. No debe descartarse tampoco la posibilidad de más de un accidente del mismo tipo, ya que, en conjunto, la banda cartográfica próxima al contacto Devónico-Carbonífero, aparece intensamente tectonizada.

### 2.3.2. Estructuras tardías

Con posterioridad a las estructuras generadas por la primera fase, aparecen una serie de estructuras menores, raramente con entidad cartográfica, y que sólo en algunas ocasiones llegan a ser penetrativas a escala de afloramiento.

En este sentido, no puede hablarse en sentido estricto de fases de deformación. Sin embargo, teniendo en cuenta que se puede establecer una cronología relativa entre los diferentes episodios, y con el objeto de adoptar una nomenclatura lo menos confusa posible, se han denominado como «fases» de deformación, tanto en la leyenda del mapa como en esta memoria.

#### 2.3.2.1. Estructuras de segunda fase ( $F_2$ )

En el caso más frecuente se trata de una crenulación incipiente subhorizontal o con buzamientos suaves al N., constituida por micropliegues angulosos y poco apretados (angulos entre flancos mayores de 120°).

Los ejes de estos micropliegues, en posición subhorizontal se disponen subparalelamente a las trazas regionales hercínicas.

La presencia de estas estructuras aparece siempre sometida a un fuerte control estratigráfico y estructural.

Así, aparece solamente cuando la litología es pelítica y, por tanto, la  $S_1$  está bien desarrollada, y cuando además la intersección estratificación-esquistosidad se dispone verticalmente.

En algunos afloramientos constituidos por una alternancia de pelitas y areniscas, puede observarse como la crenulación se desarrolla perfectamente en los niveles pelíticos y nunca penetra en los niveles arenosos.

Aunque se han visto crenulaciones de este tipo en casi todos los materiales pelíticos de la Hoja estudiada, por las mismas razones ya expuestas para la esquistosidad  $S_1$ , tienden a estar mejor desarrollados en los materiales carboníferos.

Nunca se han observado estructuras cartográficas asociadas a este episodio de deformación.

Las características estructurales que controlan la aparición de esta crenulación indican que se formaron cuando la estratificación estaba ya verticalizada por efecto de los pliegues  $F_1$ , e inducidos por una compresión subvertical, o lo que es lo mismo, una distensión a escala regional que puede relacionarse con las fracturas directas que aparecen dispuestas paralelamente a la traza axial de los pliegues, como sugiere el paralelismo entre las estructuras,  $F_1$  y los ejes de los micropliegues  $F_2$ .

Interpretaciones del mismo tipo para estructuras semejantes han sido postuladas por numerosos autores en diferentes puntos del orógeno hercínico (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; ORTEGA, 1980).

El estudio a escala microscópica de las relaciones cristalización-deformación entre las estructuras  $F_2$  y el metamorfismo de contacto asociado al batolito de El Guijo, indica un carácter sincinematónico para su intrusión. Teniendo en cuenta el carácter distensivo de este episodio de deformación, no es raro que el acceso de los materiales graníticos sea coetáneo con la misma.

### 2.3.2.2. Estructuras de 3.º fase ( $F_3$ )

Las estructuras asociadas a este episodio son prácticamente octogonales a las descritas anteriormente, orientándose, aproximadamente, en dirección N - 20° E.

Muy raramente se manifiestan como estructuras mesoscópicas visibles en afloramiento, si no que suelen aparecer a escala cartográfica, produciendo una distorsión en las estructuras de primera fase. Esta distorsión se aprecia por:

- Los cabeceos en la línea axial de los pliegues  $F_1$ .
- Los cambios de orientación en la traza axial de estos mismos pliegues, como ocurre en las esquinas NO y SE de esta hoja.
- Formas cartográficas próximas a los domos y cubetas, según el modelo 1 de interferencia de RAMSAY (1967), como ocurre también en la esquina NO del mapa, y especialmente en su límite con la vecina Hoja de Hinojosa del Duque (833).

Distorsiones de este tipo son conocidas en el entorno de esta zona (sinclinales de Almadén, Valdeazogues, Agudo y anticlinales de Esteras, Abenojar y Alcudia), aunque todavía no es clara la causa de su origen y sus implicaciones geotectónicas.

Estos pliegues y distorsiones nunca llevan asociadas estructuras planares penetrativas, manifestándose únicamente a escala de afloramiento como suaves ondulaciones o «Kink-bands», muy dispersos e irregularmente distribuidos.

Su edad relativa es claramente posterior a las crenulaciones  $F_2$ , habiéndose encontrado a escala de afloramiento criterios de superposición entre ambas generaciones de estructuras.

## 2.4. FRACTURAS

Dejando aparte las fracturas compresivas descritas anteriormente como estructuras asociadas a la primera fase de deformación, las fallas más importantes que aparecen dentro de la Hoja se orientan según una dirección aproximada N 140-150° E, con un importante componente dextrógiro de «Strike-Slip», desplazando claramente a las fallas inversas antes mencionadas.

La fractura más importante de este sistema, asociada a fracturas similares de menor envergadura, es la que cruza oblicuamente casi la totalidad de la Hoja, pasando por la localidad de San Benito.

Otro grupo de fracturas, menos importante y con menor representación, se orientan según direcciones N 230-250° E. se trata también de fracturas de «Strike-slip», aunque con desplazamiento levógiro en este caso.

Aunque no se han encontrado evidencias directas, si tenemos en cuenta las direcciones y desplazamientos relativos a ambos grupos de fracturas, es probable que se trate de dos sistemas conjugados (con desarrollo preponderantemente del grupo dextrógiro), en cuyo caso nos indicaría la existencia de una comprensión tardía orientada aproximadamente en dirección NE-SO.

Otro grupo de fracturas aún de menor importancia se orienta en direcciones más próximas al N (N 20-30° E), en las que encajan con frecuencia filones de cuarzo que ocasionalmente contiene mineralizaciones de Pb.

## 2.5. EDAD DE LA DEFORMACION

Ya se ha mencionado en la introducción de este capítulo la existencia de dos ciclos orogénicos diferentes, aunque el registro estratigráfico no permite aportar nuevos datos sobre la edad de esta deformación.

Los datos regionales sugieren (a juzgar por los datos del área de Almadén/Abenojar) una edad Rifeense/Vendiense inferior medio para el suave plegamiento antes descrito.

Por otra parte, los datos paleontológicos del área de Montes de Toledo sugieren una edad Cámbrico medio/superior para los probables movimientos epirogénicos sárdicos.

Por lo que respecta a la edad de la deformación hercínica, la ausencia de sedimentos sintectónicos impide realizar una datación precisa de los diferentes episodios deformativos, teniendo como únicos puntos de referencia las dataciones absolutas realizadas sobre rocas ígneas y materiales postectónicos que aparecen en el entorno regional.

La actividad tectónica debió iniciarse de forma incipiente durante el Devónico y Carbonífero inferior, como lo atestiguan las irregularidades estratigráficas detectadas durante el Devónico medio y Carbonífero inferior, aunque restringida únicamente a probables movimientos epirogénicos y creación de cuencas con rápida subsidencia.

La edad de  $F_1$  estaría comprendida entre el Namuriense A superior, que es la edad de los materiales más jóvenes afectados y la edad de la intrusión del Batolito de Los Pedroches ( $281 \pm 10$  a  $313 \pm 10$  m.a., PENHA y ARRIBAS, 1974).

Más al norte aparecen otros cuerpos ígneos también post- $F_1$ , datados por SAUPE (1973), con una edad de  $302 \pm 7$  m. a. (Westfaliense sup.).

Las edades del resto de los episodios son más difícilmente precisables. El carácter sincinemático de la intrusión del batolito de El Guijo respecto a la  $F_2$ , puede aproximar la edad de este episodio, considerando que su intrusión debió ser inmediatamente posterior a la de Los Pedroches.

Los primeros materiales postectónicos presentes en esta zona corresponden a los conglomerados ferruginosos correlacionados con materiales similares datados en la Hoja de Almadén (808) como Estefaniense (COULLAUT *et al.*, in lit.). Una datación más precisa fue realizada en las capas horizontales e indeformadas de la cueca de Puertollano por WAGNER y UTTING (1967), obteniendo un edad Estefaniense B-C.

De acuerdo con estos datos, las fases de deformación consideradas como tardías están comprendidas entre la intrusión del batolito de Los Pedroches y el Estefaniense B-C.

### 3. GEOMORFOLOGIA

El relieve actual, de tipo apalachense, es el resultado de varios ciclos erosivos que afectan a los materiales preexistentes.

SAUPE (1973) postula la existencia de un ciclo orogénico hercínico a partir de observaciones realizadas en la granodiorita de Fontanosa (Hoja 808, Almadén).

No existe, sin embargo, ningún testimonio sedimentario que permita comprobar su existencia. Por otra parte, los primeros materiales postectónicos que aparecen (Westfaliense superior-Estefaniense) son claramente posteriores a toda la deformación hercínica.

De acuerdo con el registro sedimentario existente, sólo puede reconocerse la acción de ciclos erosivos tardíos como resultado de la actua-

ción de grandes fracturas y movimientos epirogénicos. Uno de estos ciclos (BOUYX, 1969), correspondiente al Plioceno superior, daría lugar a la formación de glacis de erosión y superficies planas que pasan a pedillanuras de pendientes suaves sobre las que se asientan las «rañas».

Durante el Plioceno superior-Pleistoceno se produjo un nuevo ciclo de erosión presente en otras zonas, puesto en evidencia por algunos depósitos locales de glacis de erosión y el desmantelamiento total o parcial de las «rañas».

Durante el Holoceno, debido a la actuación de los últimos ciclos erosivos importantes aparecen potentes depósitos de coluviones bordeando a los relieves cuarcíticos, al mismo tiempo se va encajando una red fluvial que permanece hasta nuestros días. Morfológicamente, podemos distinguir dos dominios bien distintos. Por un lado hay que diferenciar los relieves paleozoicos, en los que resaltan las barras cuarcíticas formando crestones continuos, entre los cuales se intercalan las depresiones formadas por los tramos pizarrosos intermedios. El otro dominio más abombado y suave estaría formado por dos conjuntos litológicos separados por los relieves paleozoicos; al norte los materiales precámbricos del Valle de Alcudia, con una altitud media de unos 600 m., y al sur por el «Culm» de Los Pedroches y la intrusión del batolito de El Guijo, con una altitud media de unos 500 m., recubiertas de forma discontinua por las «rañas».

La red fluvial actual está condicionada en su trazado por las barras cuarcíticas a las cuales atraviesan aprovechando fracturas. En los dominios más suaves se forman meandros encajándose la red fluvial más suavemente.

## 4. PETROLOGÍA

### 4.1. ROCAS IGNEAS

En el área dentro de esta Hoja, afloran numerosas variedades de rocas ígneas, caracterizadas individualmente, tanto por sus rasgos mineralógicos y petrológicos como por su diferente tipo de relación con las rocas en las que encajan. Esto permite su clasificación en base a criterios petrográficos y de afloramiento en cuatro grandes categorías:

- 4.1.1. Rocas graníticas.
- 4.1.2. Rocas filonianas.
- 4.1.3. Rocas subvolcánicas.
- 4.1.4. Rocas volcánicas.

#### 4.1.1. Rocas graníticas

##### 4.1.1.1. Granodiorita con fenocristales (6)

Afloran en la esquina suroeste de la Hoja y constituye la facies más típica del Batolito de El Guijo. Esta denominación está tomada de una

localidad situada en la vecina Hoja de Pozoblanco (861) inmediatamente al sur, y que es el único núcleo urbano ubicado sobre este cuerpo ígneo. Es una roca granular, de grano medio, de color claro y muy poco alterada, en la cual destaca la presencia de grandes cristales idiomorfos de feldespato alcalino, que le confieren un aspecto de campo característico.

Consta de plagioclasa ácida (oligoclásica), cuarzo, biotita y feldespato alcalino pertítico, junto con círcón, apatito y opacos como accesorios. La mica blanca es omnipresente, pero sus relaciones texturales indican que se forma en gran parte (probablemente en su totalidad) a expensas de otros minerales. El feldespato alcalino muestra al microscopio inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo, lo que indicaría en principio blástesis (auto) metasomática. Sin embargo, hay dos hechos que descartan esta conclusión:

- Las estructuras de flujo que presentan, indican que fueron susceptibles de orientación en un medio ígneo.
- En áreas (Hoja 833, Hinojosa del Duque) rocas equivalentes aparecen en diques con textura porfídica, y en ellos el feldespato alcalino engloba cuarzo, plagioclasa y biotita, pero no a la matriz de esos diques.

Por consiguiente, no es un rasgo producido en estado sólido sino anterior al menos a la cristalización de la matriz.

El Batolito de El Guijo presenta en su borde una foliación magmática primaria conferida por la orientación de los fenocristales y feldespato alcalino dispuesta paralelamente al contacto y buzando 60°-70° al norte. Hacia el centro de la intrusión esta fabrica se difumina sensiblemente. Teniendo en cuenta, además, los datos estructurales y texturales que se evidencian en la continuación hacia el W de este batolito, ya en la Hoja de Hinojosa del Duque, puede afirmarse que se trata de un batolito de forma elíptica, alargado en dirección NW-SE, «Late-cinematic» (ESKOLA, 1932) respecto a la F<sub>1</sub>, ya que distorsiona las estructuras por ella originadas. Su carácter además es alóctono, emplazándose diapiricamente. En función de su medio encajante puede considerarse un batolito epizonal.

#### 4.1.1.2. *Granito aplítico (5)*

Constituye una estrecha banda situada al norte de la granodiorita con fenocristales y parece posterior a ella, ya que incluye corneanas cuyo grado metamórfico no guarda relación con las condiciones deducidas de la mineralogía que presenta. A la escala del afloramiento, la roca se presenta de color muy claro, de grano fino, homogénea composicionalmente y muy poco alterada.

Al microscopio se trata de una roca leucocrática, con textura granular, de grano fino, aplítica, constituida por cuarzo, albita, biotita muy escasa (a veces falta), feldespato alcalino y mica blanca. Los accesorios más comunes son círcón y opacos. Ocasionalmente presenta granates,

cuyas relaciones de equilibrio en este medio precisarían un estudio en profundidad de su composición química y su estructura. Aparentemente estarían en equilibrio con el magma, puesto que no presentan aureola reaccional alguna.

#### 4.1.1.3. Pórfidos de composición intermedia (4)

Afloran únicamente en el extremo sureste del Culm Carbonífero, en las proximidades del contacto Devónico-Carbonífero y con morfología de sills. Tienen una anchura aproximada de 5-10 m. y una longitud no superior a 1 km.

La mayor parte corresponden a diques de composiciones dacíticas (o tonalíticas) aunque en algunos casos tienden a ser de composición andesítica (o diorítica) puesto que carecen de cuarzo.

Genéticamente parece más probable que estén ligados al Batolito de Los Pedroches que el Batolito de El Guijo, por cuanto que en el primero las rocas dioríticas y sus equivalentes hipoabisales están representados y además porque la granodiorita con fenocristales del Batolito de El Guijo nunca es tan pobre en feldespato alcalino ni tan rica en plagioclasa, como lo son estos pórfidos.

Generalmente, consta de fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, aunque éste puede faltar, en una matriz de biotita, plagioclasa y cuarzo que a veces muestra textura granofídica. Este carácter junto con la presencia de vacuolas que indican rellenos vesiculares o miarolíticos, indican baja profundidad de emplazamiento.

#### 4.1.2. Rocas filonianas

##### 4.1.2.1. Filones de cuarzo (3)

Aparecen siempre en relación con el Batolito de El Guijo y en el «Culm» Carbonífero adyacente. Presentan, generalmente, una dirección aproximada N 30 E y a ellos aparecen asociados indicios de Cu. Se han instruido en los últimos estadios de la actividad magmática.

#### 4.1.3. Rocas subvolcánicas

Aparecen intercaladas en el Precámbrico y en la serie Paleozoica, desde el Ordovícico al Devónico, y lo hacen tanto en forma de diques como en forma de cuerpos ígneos interestratificados (sills y coladas). Son rocas básicas que abarcan una variedad de tipos que esencialmente se resumen en dos: rocas con textura volcánica y rocas con textura dolerítica. Hay varios hechos que indican una unidad en todo el conjunto:

- Composición mineralógica homogénea.
- Gradación textural completa entre sills, diques y coladas; así, por ejemplo, algunos diques que cortan los encajantes y que podrían ser posteriores, deben ser considerados como chimeneas de alimentación de vulcanitas, ya que su textura es claramente volcánica.

Es claro, además, que los dos conjuntos han sido afectados por la deformación hercínica, aunque es difícil encontrar evidencias texturales de esta deformación, debido a su comportamiento mecánico muy competente. Un dato significativo y cuya importancia es difícil de establecer aún, es el hecho de que este vulcanismo básico desaparezca justamente en el límite Devónico-Carbonífero, no encontrándose en este último período evidencias de rocas subvolcánicas con este químismo.

### 3.1.3.1. *Rocas subvolcánicas básicas (2)*

#### Rocas de textura volcánica.

Se trata en todos los casos de lavas, sin que aparezcan nunca rocas piroclásticas. Generalmente tienen textura porfídica, localmente glomeroporfídica, y con frecuencia fluidal con orientación de fenocristales en una matriz microcristalina. Estos fenocristales son muy abundantes en algunos puntos, y corresponden a olivinos y a piroxenos totalmente transformados, junto con opacos ocasionalmente.

Los olivinos están transformados a clorita y carbonatos y los piroxenos a mezcla de clorita y óxido que, en ocasiones, permiten reconocer un zonado anterior. La matriz compuesta por los mismos elementos, además de pseudomorfosis de plagioclásas presenta textura fluidal con frecuencia, y los microcristales, alterados pero no deformados en ningún caso, confirman el carácter ígneo de la textura.

Son en conjunto, basaltos olivínicos muy alterados.

#### Rocas de textura dolerítica.

Pueden ser de grano medio a grueso, y se componen de olivino totalmente transformado a clorita o carbonatos, piroxeno, fresco muchas veces, y opacos como principales minerales. Localmente pueden existir también anfiboles, en coronas kelíticas sobre los piroxenos, y del tipo hornblenda marrón-hornblenda verde, biotita y cuarzo, si bien este último podría ser secundario en parte. El apatito es el accesorio más común.

Texturalmente, el tipo dolerítico, sin embargo, el clinopiroxeno puede formar grandes peciloblastos. Las variedades vacuolares son comunes indicando baja profundidad de emplazamiento (y relación con rocas volcánicas, probablemente). El mismo significado apunta también algunos rellenos intersticiales de clorita que sugieren texturas intersectales anteriores.

Son pues, diabases olivínicas muy alteradas, aunque es muy probable que estudios detallados de sus piroxenos puedan permitir asignar las rocas a tipos definidos de magma basáltico original.

#### **4.1.4. Rocas volcánicas**

Afloran escasamente en el extremo noreste de la Hoja, concretamente en las inmediaciones de Bienvenida. Se trata de un «pitón» volcánico bastante desmantelado por la erosión. Son rocas volcánicas básicas posteriores a todas las rocas existentes y cuyo carácter alcalino permite correlacionarlas con la gran unidad de rocas volcánicas recientes del Campo de Calatrava, si bien en el área estudiada no puede establecerse precisión cronológica alguna.

##### **4.1.4.1. Vulcanismo reciente del campo de Calatrava (1)**

Son lavas muy frescas, constituidas por fenocristales de olivino magnésico y titanoaugita en una matriz microcristalina de opacos, titanio augita y nefelina. Se trata de nefelinitas olivínicas, por cuanto no existe plagioclasa. Aun sin haberse hecho un muestreo detallado del aparato volcánico, parece claro que existe una parte inferior más rica en fenocristales que lo es la zona de cúpula. Ello sugiere una salida lateral de lava cerca de la base de un cono donde las lavas serían más ricas en cristales debido a fraccionamiento gravitatorio.

### **4.2. ROCAS METAMÓRFICAS**

En la presente Hoja el único metamorfismo claramente verificable es el de contacto producido por la intrusión de la granodiorita con fenocristales (Batalito de El Guijo) y que origina una aureola metamórfica bastante restringida. Por lo que respecta al metamorfismo regional, éste es, prácticamente, inexistente. En las áreas que no están afectadas por metamorfismo de contacto, la recristalización es prácticamente nula, aún en aquellas zonas donde está desarrollada la esquistosidad.

#### **4.2.1. Metamorfismo de contacto producido por la granodiorita con fenocristales**

Alcanza una extensión media de poco más de un kilómetro, aunque localmente, debido a causas tectónicas (fracturas), puede manifestarse a mayores distancias. Las corneanas reflejan como máximo un grado metamórfico medio o facies de las cornubianitas hornbléndicas (WINKLER, 1965) caracterizado por la asociación andalucita-cordierita-biotita. El grado de recristalización es moderado y, en ningún caso, esta recristalización borra totalmente los rasgos de la esquistosidad  $S_1$ , que en todas las muestras es anterior.

La secuencia cristalización-deformación es compleja en relación con la crenulación tardía posterior a  $F_1$  y normalmente consta de las fases siguientes:

1. Generación de  $S_1$  sin metamorfismo regional asociado.
2. Primera paragénesis estática: biotita I-cordierita I (eventualmente con maclado sectorial), esta primera paragénesis estática es claramente posterior a la esquistosidad de  $F_1$ , ya que frecuentemente se observan blastos de cordierita englobando esta esquistosidad pero, a su vez, se ve claramente que es anterior a la fase de crenulación ( $F_2$ ) como lo prueban las evidencias del siguiente apartado (3).
3. Deformación y rotación de blastos en relación con la crenulación tardía.
4. Segunda paragénesis estática: biotita II, cordierita II andalucita. Esta segunda paragénesis se evidencia claramente posterior a la  $F_2$ , ya que la cordierita II forma coronas sobre la primera y la andalucita incluye pliegues postesquistosos relacionados con la fase 2 de crenulación.

En conjunto se trata de una cristalización de metamorfismo de contacto aproximadamente simultánea del desarrollo de la crenulación, aun a pesar de faltar verdaderas texturas sintectónicas, ya que sólo las habría anteriores (primera paragénesis estática) y posteriores (segunda paragénesis estática).

Respecto al último episodio de plegamiento que origina pliegues de dirección N 20, éste es claramente posterior al metamorfismo de contacto de la granodiorita con fenocristales, ya que deforma los blastos por ésta originados.

## 5. HISTORIA GEOLOGICA

El acontecimiento geológico más antiguo del que se tiene noticia en esta zona es el depósito de materiales turbidíticos durante el Precámbrico superior.

Con posterioridad, y durante el Rifeense o Vendienense inferior/medio tiene lugar un suave plegamiento.

Movimientos epirogenéticos durante el Cámbrico medio superior dan lugar a la erosión del PC terminal-CA inferior (si es que llegaron a depositarse) originando la transgresión del Ordovícico.

Este comienza con una serie transgresiva en el Tremadociense-Aregniense, cuyo punto culminante lo constituye la «cuarcita armónica» que para PUIGDEFABREGAS (1974) representa una serie de barras litorales progradantes.

Con posterioridad vienen sucesivas secuencias regresivas que comienzan en el Llanvirniense con el depósito de limos y arcillas de plataforma somera. La culminación de cada una de estas secuencias regresivas lo constituye su correspondiente nivel de cuarcitas y areniscas que forman una serie de barras arenosas litorales progradantes, en donde ya se deja sentir la acción del oleaje de modo cada vez más energético y en donde queda reflejada una estratificación paralela dominante y, a veces, «megaripples», que son condicionantes del carácter

progradante de estas barras. Este ambiente litoral aparece dominado por importantes procesos de «reworking» y redistribución de materiales (PUIGDEFABREGAS, 1974). Esta secuencia de materiales se ve interrumpida en el Devónico medio por la existencia de una laguna estratigráfica (PUSCHMAN, 1967) sobre la cual continúa el depósito de materiales de llanura mareal y submareal del Devónico superior.

Simultáneamente a los ciclos sedimentarios Silúrico y Devónico se producen frecuentes manifestaciones volcánicas.

Durante el Carbonífero inferior tiene lugar un cambio sensible en las condiciones de sedimentación, iniciándose la subsidencia que permitirá el depósito de la potente serie de «Culm».

Las irregularidades estratigráficas detectadas en el límite Devónico-Carbonífero (ausencia de Fameniense superior, Tournesiense y Viseense inferior-medio) permiten sospechar la existencia de movimientos epigénicos importantes, quizás manifestaciones precoces de la orogenia hercínica. Es probable que a la laguna existente en el Devónico medio se la pueda atribuir este mismo origen.

No se ha detectado la existencia de ninguna discordancia entre el Devónico y Carbonífero, aunque la tectonización sufrida por este contacto pueda enmascarar las relaciones entre ambas series. RICHTER (1976), BUTENWEG (1986) y KETEL (1968) citan disconformidades o ligeras discordancias para este límite en otras zonas. Estos hechos no han podido ser evidenciados dentro de esta Hoja.

Con posterioridad al Namuriense se produce la primera fase de la orogenia hercínica ( $F_1$ ) que da lugar a la formación de pliegues generalizados N 100° E a N 120° E. El rebasamiento del límite de plasticidad de estos pliegues dio lugar a la aparición de numerosas fracturas con trazo paralelo al de los pliegues, como, por ejemplo, la cercana al contacto Devónico-Carbonífero.

En relación con estos pliegues aparece una esquistosidad generalizada, aunque bien desarrollada sólo en los materiales pelíticos.

No existe metamorfismo regional asociado a la deformación.

Posterior a esta primera fase de deformación hercínica tiene lugar una segunda fase ( $F_2$ ) poco importante, caracterizada por la aparición de una esquistosidad de crenulación subhorizontal restringida a niveles pelíticos verticalizados.

Por último aparece una tercera fase de deformación ( $F_3$ ) de dirección aproximada N-S, que dobla las estructuras de  $F_1$  y da lugar a una serie de estructuras en domos y cubetas.

Simultáneamente a estas etapas orogénicas tardías tiene lugar la intrusión del batolito de El Guijo, posterior a la primera fase de deformación hercínica y aproximadamente simultáneo a la deformación  $F_2$ .

La fase 3 de deformación es claramente posterior a la intrusión de este batolito.

La intrusión del batolito de El Guijo lleva asociada una aureola metámorfica de aproximadamente 1 km. de anchura, alcanzando el grado de la andalucita-cordierita-biotita.

Los primeros materiales posttectónicos fueron datados por WAGNER

y UTTING (1967) en la zona de Puertollano y por COULLAUT *et al.* (in lit.) en la zona de Almadén, como Estefanienses. Estos materiales se han interpretado como relacionados a una elevación postorogénica de la cuenca. Otro levantamiento en el Plioceno superior dio lugar a los depósitos de «rañas».

Una etapa de vulcanismo de tipo basaltos olivínicos (volcanismo del campo de Calatrava) tiene lugar con posterioridad a estos acontecimientos, quedando reflejado por la aparición en toda la zona de diversos aparatos volcánicos semidesmantelados por la erosión posterior.

Por último durante el Holoceno, un fuerte levantamiento da lugar al encajamiento de la red fluvial y el demantelamiento parcial de los relieves cuarcíticos, dando lugar al relieve actual.

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1. MINERIA Y CANTERAS

#### 6.1.1. Minería

En la Hoja de San Benito (834) se han localizado y reconocido los siguientes indicios. (Coordenadas UTM.)

Indicio	X	Y
Pedro Pérez .....	342 <sup>510</sup>	4277 <sup>350</sup>
Olivar .....	343 <sup>100</sup>	4281 <sup>200</sup>
Las Minillas .....	350 <sup>700</sup>	4277 <sup>100</sup>
Los Abuelos .....	350 <sup>900</sup>	4272 <sup>250</sup>
La Trocha .....	354 <sup>850</sup>	4268 <sup>900</sup>
Tercio .....	362 <sup>350</sup>	4266 <sup>300</sup>
Ribera .....	364 <sup>000</sup>	4262 <sup>800</sup>
La Perdiz .....	363 <sup>550</sup>	4263 <sup>600</sup>
Atalayuelas .....	358 <sup>250</sup>	4273 <sup>700</sup>
Pasaderas .....	361 <sup>850</sup>	4275 <sup>700</sup>
San Celestino .....	-362 <sup>100</sup>	-4272 <sup>400</sup>
	-362 <sup>250</sup>	-4271 <sup>100</sup>
Fuentes de Cantos .....	365 <sup>900</sup>	4276 <sup>150</sup>
Castaño .....	367 <sup>550</sup>	4274 <sup>950</sup>
Hacienda .....	339 <sup>100</sup>	4281 <sup>300</sup>
Fuente Bermejo .....	341 <sup>350</sup>	4264 <sup>750</sup>
Tamujar .....	340 <sup>500</sup>	4265 <sup>300</sup>
Matanza .....	345 <sup>700</sup>	4264 <sup>400</sup>

Todos los indicios mineros reconocidos en la presente Hoja son de carácter filoniano, excepto uno de Fe sedimentario y otro de U. desconocido.

Todos estos indicios se pueden dividir en cuatro grandes grupos de la forma siguiente:

- Filones de Pb - Ag - Zn.
- Filones de Cu.
- Depósitos de óxidos de Fe sedimentarios.
- Indicios de U.

#### *Filones de Pb - Ag - Zn*

Es el grupo más numeroso e importante, apareciendo en materiales desde el Precámbrico (son los más importantes) hasta el Silúrico. Los indicios mineros pertenecientes a este grupo son: Pedro Pérez, Las Minillas, Los Abuelos, La Trocha, Tercio, Ribera, La Perdiz, Atalayuelos, Pasaderas, San Celestino, Fuente de Cantos, Castaño y Hacienda.

El tipo de mineralización más característico lo constituye el formado por filones hidrotermales de baja temperatura, cuyas direcciones principales varían de N 60° E hasta E - W.

La paragénesis más común queda constituida por galena-esfalerita-pirita-calcopirita, siendo la galena siempre el mineral principal y las demás como minerales accesorios. Existen igualmente óxidos y carbonatos de Pb-Zn, además de malaquita como minerales secundarios. La ganga es cuarzo y dolomita. La galena en los filones principales puede aparecer con un alto contenido en plata.

#### *Filones de Cu*

Los indicios de este grupo reconocido son los denominados: Fuente Bermejo y Tamujar.

Aparecen como filones hidrotermales asociados a los diques de cuarzo de dirección N 20-30° E y en relación con el granito aplítico.

La mineralización principal es de sulfuros de cobre, apareciendo como secundarios malaquita y azutira.

La ganga está constituida por cuarzo y óxidos de hierro.

#### *Depósitos de Fe sedimentarios*

Se trata de un indicio minero que aparece en las pizarras ampelíticas negras con graptolitos del Silúrico. Este se ha reconocido con el nombre de Olivar.

La mineralización está constituida por óxidos y carbonatos de hierro en niveles intercalados en la serie pízarrosa. Aparecen, además, como minerales secundarios malaquita y azurita.

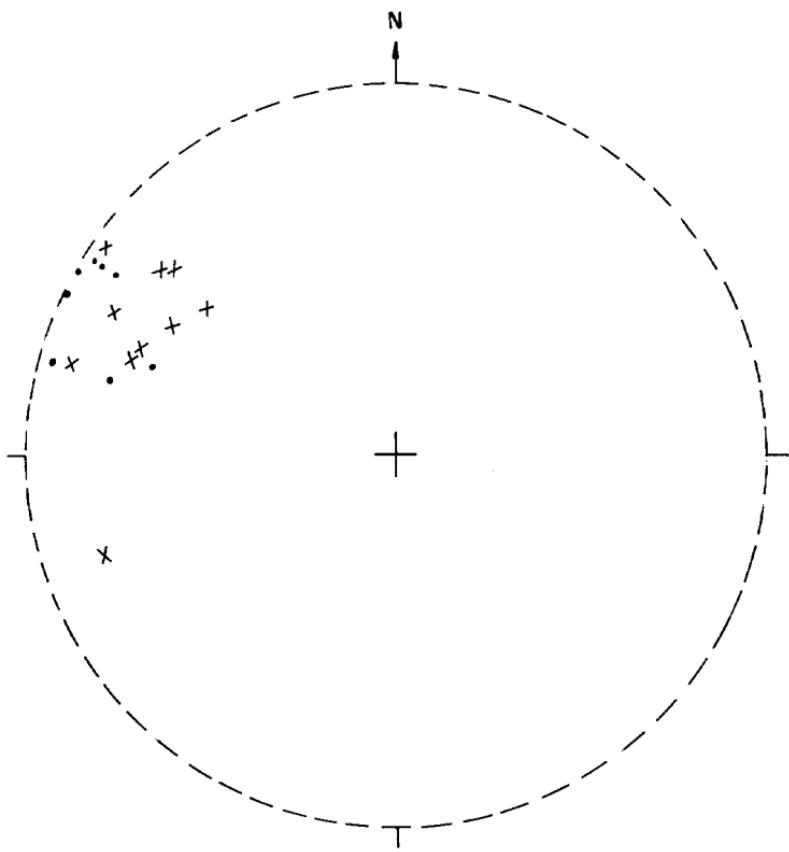


Figura 4

X Ejes micropliegues (crenulación subhorizontal).  
●  $L_0 - L_1$  (Lineación de intersección).

Se trata de un indicio de Urano (Matanza) reconocido así en el mapa metalogenético escala 1:200.000 de Pozoblanco y que aparece dentro de las pizarras y grauwacas del «Culm» de Los Pedroches. No se ha reconocido en la trinchera del indicio minero citado, ningún tipo de mineralización.

### **6.1.2. Canteras**

Las canteras reconocidas en la Hoja son de poca importancia. Solamente existen canteras actualmente en explotación, cerca de la Ermita de Santa Eufemia y cerca del puente de la carretera de San Benito a Torrecampo.

Se trata de areneras situadas en el cauce del río Guadalmez, en donde se extraen las arenas y gravas de éste para utilizarlas como áridos.

Es de destacar, por otra parte, las explotaciones abandonadas de los niveles de carbonatos de la caliza urbana, utilizados en su tiempo para la obtención de cal.

## **6.2. HIDROGEOLOGIA**

El interés hidrogeológico de esta zona es muy escaso.

Las «rañas» y coluviones, debido a sus características texturales de permeabilidad, son las formaciones que tienen más interés como almacenes acuíferos.

Con menor importancia pueden mencionarse los niveles cuarcíticos, especialmente los del Ordovícico inferior, en los que la porosidad secundaria producida por fracturación puede, localmente, acumular reservas interesantes de agua, sobre todo teniendo en cuenta las características hidrográficas y las condiciones climáticas de esta zona.

## **7. BIBLIOGRAFIA**

- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962). «Estudio Geológico de la región de Almadén». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 73, pp. 193-327.
- AMOR, J. M., y ORTEGA, E. (in lit.). «Mapa geológico nacional a escala 1:50.000», hoja 809 (Tirteafuera). *IGME* (Madrid).
- ARBIN, P., y TAMAIN, G. (1973). «Les chévauchements intraalcudiens de la Ribera del río Frio; Valdemanco del Esteras et de L'Arroyo de Tamujar, Cabezarrubias, dans le Sud de la Meseta Iberique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 277, pp. 1291-1294.
- BASTIDA, F. (1981). «La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. T. 11, pp. 35-54.

- BORRADAYLE, G. J. (1978). «Transected folds: A Study illustrated with examples from Canada and Scotland». *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 89, pp. 481-493.
- BOUYX, E. (1969). «Les formations anté-ordoviciennes de la province de C. Real (Espagne meridional)». *These, Paris*, 410 pp.
- (1970). «Contribution a l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (C. Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73, 363 pp.
- BUTENWEG, P. (1968). «Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von la Carolina (Provinz Jaén, Spanien)». *Mönsters. Forsch Z. Geol. u Paleont.*, 6: 1-125. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. IGME*, Madrid. CABANAS, R. (1968). «El macizo batolítico de Los Pedroches». *Mem. Real Acad. Ciencias*. T. XXIII, 157 pp. Madrid.
- CARBONELL, S. (1926). «Depósitos considerados como Cámbricos en el sur de España, que deben pasar al Culm y al Devónico. Contribución al estudio de las Series Paleozoicas de la Sierra Morena». *CR. XIV Congr. Geol. Inter.*, 20 pp. Madrid (1927).
- CARRE, D.; HENRY, J. L.; POUPEON, G., y TAMAIN, G. (1970). «Les cuarcites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeiliens-Caradocien en Sierra Morena». *Bull. Soc. Géol. de France*. T. XII, n.º 5, pp. 774-785.
- CASIANO DE PRADO, M.; VERNEUIL, M., y BARRANDE, J. (1855). «La Geologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. de la Soc. Géol. de France*. T. XII, 86 pp.
- CIRY, G. (1936). \*Contribution a l'étude géologique de la region d'Almadén». *Bol. Soc. Espa. Hist. Nat.* Vol. 36, n.º 6, pp. 293-300.
- COULLAUT, J. L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J., y AGUILAR, M. J. (in litt.). «Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000», hoja 808 (Almadén). *IGME. Madrid*.
- ESKOLA, P. (1932). «On the origin of granite magmas». *Mineral Petrog. (M. F.)*, 42: 455-4881.
- GARCIA SAN SEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, A., y ORTEGA, E. (in litt.). «Mapa geológico nacional a escala 1:50.000», hoja 781 (Siruela). *IGME. Madrid*.
- GROTH, J. (1911). «Les schistes a goniatites de Guadalmez». *C. R. Acad. Sci. París*, 158, pp. 23-47, 7 figs. text.
- IGME (1983). Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España. Tomo I*.
- FUGANTI, A., y SERPAGLI, E. (1968). «Geological remarks on Urbana limestone and evidence for its upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)». *Boll. Soc. Geol. It.* T. 87, pp. 511-521.
- HAFENRICHTER, M. (1980). «The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberic, Eastern Sierra Morena) in Spain». *Par. II, N. J. B. Geol. Paleont. Abh.* 160-1, pp. 138-148. Stuttgart.
- HAMMAN, W. (1976). «The Ordovician of the Iberian Peninsula». Ayre-view, pp. 387-409. In: *Basset, M. G. (Ed.) The Ordovician System*:

- HERNANDEZ PACHECO, E. (1956). «Características geográficas de las Vegas del Guadiana (zona de regadíos)». Badajoz, 161 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.; SIERRA Y YOLDI, A. DE; MENEDEZ PU-GUET, L., y MATA Y MARTIN, C. (1926). Minas de Almadén. *Livret —guide— du XIV Congress International de Geol. Madrid. IGME*, 107 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. N. (1974). «Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *IGME*, 113 pp. Madrid (escala 1:1.000.000).
- KETTEL, D. (1968). «Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Gronzbe reinch der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8: 1-159. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. IGME Madrid*.
- LAURET, J. M. (1974). «Récherches géologiques et Minières dans la région d'Almadén-Almadenejos». *Tesis doctoral Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay*.
- LEAL ECHEVARRIA, G.; CAPOTE, R.; GALAN, E., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1976). «Génesis de las mineralizaciones del área Pedroches-Linares, en relación con la evolución geotectónica del cinturón hercínico de Sierra Morena oriental». *Fundación «Juan March»*. Inédito.
- LEFORT, J. P., y RIBEIRO, A. (1980). «La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle controlé l'évolution de l'ocean paléozoïque sud-Armoricain». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XXII, n.º 3, pp. 455-462.
- MARCOS, A. (1973). «Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. Geol. n.º 6. Univ. de Oviedo*.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1961). «Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez. Aportación a la geología de Sierra Morena en la parte N del Valle de Los Pedroches». *Estudios Geológicos*. Vol. XVII, pp. 187-201 *Instituto «Lucas Mallada»*, CSIC.
- MATTE, PH. (1968). «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Fac. Sc Grenoble*, 44, 1-128. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. IGME. Madrid*.
- MITROFANOV y TIMOFIEIEV (1977). «Reunión Internacional de los Proyectos 2 y 22 del IGCP en la Península Ibérica». In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. IGME. Madrid*.
- 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 anticinal de Valdelacasa (montes de Toledo, España)». *Brev. Geol. Astúrica*, 20 (1), pp. 8-16.
- MORENO SERRANO, F. (1977). «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». *Tesis Doctoral Univ. Complutense. Madrid*, 186 pp.

- ORTEGA, E. (1980). «Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica. La Coruña». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 177-186.
- PALEROS FERNANDEZ, F. J. (1983). «Estudio geológico y metalogénico del campo filoniano de «El Hoyo de Mestanza» (C. Real). Un nuevo modelo genético de filones Pb-Zn en Sierra Morena oriental». *Tesis Licenciatura. Universidad Salamanca*, 165 pp.
- PARDO ALONSO, M. V. (1983). «Estratigrafía del Devónico de Almadén (C. Real)». *Tesis Licenciatura. Universidad de Oviedo*, 165 pp.
- PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974). «Datación cronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geol. Min. T. LXXXV, III*, pp. 271-273.
- PEREZ LORENTE, F. (1975). «Geología de la zona Ossa-Morena, al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)». *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*, 339 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1974). «Estudio de las relaciones entre paleocorrientes y direcciones de mineralización en la mina de Almadén». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- : (1981). «Estudio paleogeográfico del Precámbrico de la región de Almadén». *Informe interno de Minas de Almadén*.
- PUSCHMAN, H. (1967). «Das Paläoxoikum in Gebiet Zwischen San Benito und Torrecampo (Sierra Morena, Spanien)». *Geolog. en Mijnb.*, 46 pp., 383-391.
- : (1967). «Zum problem der schincntlüeken im Devon der Sierra Morena (Spanien)». *Geologische Rundschau*, 56, 00. 528-542.
- RAMSAY, J. G. (1967). «Folding and Fracturing of Rocks». McGraw-Hill Co., 1 vol., 568 pp. Nueva York.
- RICHTER, P. (1967). «Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de Andrés (östliche Sierra Morena Spanien)». *Munster Forsch. Geol. Paläont*, 3, 144 pp.
- RIOS ARAGUES, S. (1977). «Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena-Sierra Morena oriental). Provincia de Jaén». *Tesis Doctoral, ETS Ing. de Minas de Madrid*.
- RODRIGUEZ PEVIDA, L. S., y MIRA LOPEZ, M. (in litt.). «Mapa geológico nacional a escala 1:50.000», hoja 833 (Hinojosa del Duque). *IGME. Madrid*.
- ROIZ, J. M. (1977). «La estructura y la sedimentación hercínica, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puerto Llano». *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*.
- SAUPE, F. (1971A). «La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). Point des Connaissances». *Mem. BRGM*, n.º 73, pp. 335-365.
- : (1971A). «Stratigraphie et pétrographie du Quartzite du Criadero (Valentien) à Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). *Mem. du BRGM*, n.º 73, pp. 139-147.
- : (1973). «La géologie du gisement de mercure d'Almadén». *Sciences de la Terre, e NSG*, 343 pp. Nancy.
- TAMAIN, G. (1972). «Récherches géologiques et minières en Sierra More-

- na orientale (Espagne). Thèse présentée a l'Université de Paris Sud (centre d'Orsay)». Tomos I, II y III, 648 pp.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977). «Significado del complejo esquistograuwáquico en relación con otras series "pre-Arenig" de España central». *Estudios Geológicos*, XII, pp. 207-215.
- VERGES, J.; MARTINEZ RIUS, A., y VIDAL, A. (1982). «Informe interno de Minas de Almadén».
- WAGNER, R. H., y UTTING, J. (1967). «Sur le terrain houiller de Puerto-Llano (province de C. Real. Espagne)». *C. R. Acad. Sci. París*, 264, pp. 5-8.
- WALKER, R. G. (1980). «Turbidites and associated coarse clastic deposits». In: *Facies Models (Geoscience Canada, Reprint Series)*. Ed. R. G. Walker, pp. 91-103.
- WINKLER, H. G. F. (1965). «Petrogenesis of metamorphic rocks». *Springer Verlag*, Berlín.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA