



IGME

680
13-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALDEACENTENERA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ALDEACENTENERA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La hoja y Memoria de Aldeacentenera (13-27) ha sido realizada por IBER-GESA durante el año 1983, bajo las normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma el siguiente equipo de trabajo:

La Geología de campo y redacción de la memoria ha sido realizada por Francisco Nozal Martín.

Los estudios paleontológicos se han realizado por el equipo de la Universidad de Zaragoza, Departamento de Paleontología, bajo la dirección del Dr. Eladio Liñán, habiendo intervenido Teodoro Palacios en microfósiles palinológicos del Precámbrico-Cámbrico y Eladio Liñán en los microfósiles y macrofósiles de caparazón inorgánico de la misma edad.

El estudio petrológico de las muestras y redacción de la parte correspondiente en memoria ha sido realizado por Antonio Pérez Rojas.

En Tectónica se ha contado con el asesoramiento del Dr. Félix Pérez Lorente y con Eduardo Piles Mateo en el esquema e interpretación estructural del Precámbrico.

Para el asesoramiento estratigráfico regional de las formaciones Precámbricas se ha contado con la colaboración del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección del Dr. Lorenzo Vilas Minondo, y formando el equipo, José Ramón Peláez y Miguel-Angel de San José.

Dirección y Supervisión del IGME: Dr. José María Barón Ruiz de Valdivia y Dra. Casilda Ruiz García (IGME) (Petrología).

Depósito Legal: M-29192-1987

Imprime: Gráficas Romisán, S.L. Tel.: 686 53 07

INTRODUCCION

La Hoja de Aldeacentenera, número 13-27 del Mapa Topográfico Nacional, Escala 1:50.000, se encuentra situada al Este de la Provincia de Cáceres, y muy próxima a la localidad de Trujillo.

Los principales núcleos de población corresponden a Aldeacentenera, Torrecillas de la Tiesa, Deleitosa, Retamosa y, en el ángulo NW, Jaraicejo.

La red hidrográfica de la hoja pertenece a la cuenca del Tajo, siendo el curso de agua más importante el río Almonte que discurre diagonalmente de SE. a NW.

La localización geológica de la Hoja, podemos enmarcarla en el sector centro-septentrional del Macizo Ibérico, y más concretamente dentro de la denominada Zona Luso-Oriental Alcudiana, según la distribución establecida por LOTZE para el Paleozoico de la Península Ibérica.

Las estructuras regionales principales de la zona, de dirección NO.-SE., son Hercínicas; la mayor parte de la hoja está ocupada por el gran anticlinorio Centro-Extremeno y tan sólo el ángulo NE., donde claramente se observan estas directrices, corresponde a las terminaciones Nor-occidentales del sinclinal de Las Villuercas.

En los anticlinales aflora una serie Precámbrica fundamentalmente pelítico-grauváquica que presenta intercalaciones calcáreas y cuarcítico-conglomeráticas a techo.

Sobre ellos y discordantemente se sitúa otro conjunto pelítico-arenisoso atribuible al Cámbrico. Ocupando los sinclinales y discordante sobre los materiales se dispone la serie paleozoica cuarcítico-pizarrosa, que en esta zona sólo alcanza hasta el Ordovícico Superior (Caradoc).

Los depósitos pliocuaternarios se sitúan en el tercio NE. de la hoja, adosados a los relieves paleozoicos.

En el ángulo SW. aflora parte del batolito granítico de Trujillo.

Morfológicamente las cotas más elevadas (700-900 m.) equivalen a los relieves cuarcíticos del Ordovícico Inferior y corresponden a las sierras que constituyen el macizo de las Villuercas. El resto de la zona es prácticamente una penillanura de cota media, 500 m., profundamente bisecionada por el río Almonte.

Los primeros conocimientos de la zona de estudio se deben a Ramírez y Ramírez (1952-1955) que aporta interesantes datos sobre la litología, estratigrafía y el límite Cámbrico-Ordovícico en el Sinclinal del Guadarranque y las Villuercas.

SOS BAYNAT (1955) estudia la geología y morfología de las Sierras de las Villuercas.

Contemporáneamente comienzan en la zona las investigaciones de LOTZE (1952 a 1961) y de sus alumnos que estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico Inferior y Precámbrico Terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo.

DE SAN JOSE (1970) establece la cartografía y síntesis geológica 1:200.000 de la región comprendida entre las Villuercas, los Montes de Toledo y la Serena Extremeña.

GUTIERREZ ELORZA; VEGAS, y CAPOTE (1970-1971) realizan síntesis estratigráficas y algunas observaciones sobre la tectónica de las series precárnicas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres.

MORENO (1974-1977) tanto en su tesis doctoral como en trabajos posteriores estudia las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico y el Ordovícico inferior entre las Villuercas, el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia.

VILAS, *et. al.* (1979), estudian los materiales más altos del Precámbrico que afloran en las cercanías de La Calera, pertenecientes al flanco NE. del anticlinorio de Ibor-Guadalupe, atribuyendo estas facies al Alcudiense Superior.

WALTER, y colaboradores (1982), presentan una serie de trabajos sobre el Precámbrico y Paleozoico Inferior de los Montes de Guadalupe. Son también interesantes las aportaciones de las hojas geológicas del Plan Magna: Serradilla (12-26) y Cañaveral (11-26), realizadas por MARTIN HERRERO, y BASCONES ALVIRA (1982); así como los realizados por GIL SERRANO, MONTESERIN LOPEZ y NOZAL, (1980-1983), hojas de Jaraicejo (13-28); Logro-

san (14-28), etc., pertenecientes a este mismo «bloque» estratigráfico-estructural.

1 ESTRATIGRAFIA

La superficie de la hoja de Aldeacentenera está ocupada en un 75 por 100 de materiales precámbricos pertenecientes al denominado Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.). El resto, como ya se esbozó en el capítulo anterior corresponde a materiales Cámbrico-Ordovícicos, y sobre éstos y los anteriores, recubriendolos indistintamente se sitúan las formaciones más modernas neógenas y cuaternarias.

La datación de las diferentes unidades cartográficas ha sido realizada siguiendo criterios paleontológicos y estratigráficos; la continuidad lateral y la «constancia» regional de litofacies ha facilitado la cronoestratigrafía de la zona.

La descripción por orden cronológico de las distintas unidades estratigráficas que aparecen en la hoja sería la siguiente:

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

Los materiales precámbricos aparecen en los núcleos de las estructuras anticlinales hercínicas desmanteladas.

Se han diferenciado dos grandes conjuntos, el Inferior, siempre de carácter monótono, formado principalmente por grauvacas y pizarras (C.E.G.) asimilable a facies marías profundas y el Superior, litológicamente más variado, con frecuentes intercalaciones de micro-conglomerados, areniscas cuarcíticas y calizas estromatolíticas, apareciendo en ésta serie restos vegetales de medio marino, clasificables dentro del grupo Vendotaenida. En conjunto estos materiales corresponden a una sedimetación de plataforma detrítico-carbonatada bastante somera.

1.1.1 Unidad inferior

Esta unidad cuya base no aflora más que al Sur de los Pedroches y en Portugal, litológicamente corresponde a la definición original de los «Esquistos de Alcudia» de BOUYX (1970) o «Alcudiense Inferior» de TAMAIN (1970).

La potencia total estimada para toda la serie a pesar de los numerosos pliegues que presenta se aproxima a los 6.000-7.000 metros.

1.1.1.1 Pizarras y grauvacas masivas (3)

La extensión cartográfica de los afloramientos de estos materiales es enorme, pero los de calidad suficiente para permitir un análisis sedimentológico de campo son muy escasos, dispersos y, al no existir «niveles guía» resulta imposible cualquier intento de correlación.

La serie está constituida por una alternancia de niveles arenosos (grauvacas) y niveles pelíticos (esquistos) de colores oscuros, pardo-verdosos en alteración. Los niveles arenosos, con tamaño de grano frecuentemente finos, presentan ordenamiento interno formado por secuencias incompletas de Bouma Ta-b y Ta-c, con un intervalo granoclásificado (a) muy desarrollado, pero debido a la poca variación de espectro granulométrico adquiere «aspecto masivo», un intervalo de laminación paralela (b) reducido, y un intervalo (c) con ripples en general poco desarrollado o ausente a veces. La potencia de los tramos oscila entre 30 y 60 cm., aunque en bancos más potentes son frecuentes las amalgamaciones.

Los niveles pelíticos (5-15 cm. de potencia) suelen presentar laminaciones milimétricas que al aumentar de grosor pasan a formar ripples de corriente, adquiriendo aspecto bandeados (*Linsen-bedding*). Estarían formados por las divisiones superiores de Bouma, secuencias Tc-e y Td-e. Estas litofacies pueden presentarse independientemente, agrupadas en paquetes o tramos de hasta 3 metros o subordinadas, alternando con las litofacies anteriores.

Todos estos materiales podrían encuadrarse dentro de las litofacies «C», «D» y «E» establecidas por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972) y corresponderían a depósitos de lóbulo y de franja de lóbulo en la parte externa de abanicos submarinos profundos.

El estudio en lámina delgada de las muestras de pizarras y grauvacas pone de manifiesto que se trata de una serie afectada por un metamorfismo regional de grado muy bajo que sólo ocasionalmente alcanza las condiciones necesarias para la neoformación de biotita a partir de clorita preexistente.

Las grauvacas presentan textura blastosamítica definida por la presencia de clastos angulosos de cuarzo, de plagioclasas y de diversos tipos de rocas, estando todos ellos rodeados por una mesostasis dominante, cuarzo-sericitica-clorítica, microcristalina y que se dispone lepidoblásticamente. Además de los componentes mencionados, pueden contener cantidades variables de minerales ferruginosos o carbonosos que impregnán la roca, confiriéndole a veces una estructura bandeadada. Los accesorios de común aparición son turmalina, circón, apatito y minerales opacos. Así mismo, en algunas muestras pueden observarse también granos detriticos de feldespato potásico o de calcita y pequeñas placas de moscovita que unas veces son detriticas y otras neoformadas.

Los clastos de cuarzo son muy heretométricos y su tamaño máximo es siempre inferior a las 400 micras. Su morfología incluso en una misma roca,

puede ser variable: desde aplanada a redondeada; pero lo más común es que los clastos sean alargados o amigdalares y estén orientados preferentemente según la esquistosidad de flujo. Los bordes son casi siempre subangulosos, observándose en numerosas muestras claros fenómenos de recristalización de éstos. A veces hay también clastos policristalinos con estructura en mosaico, como así mismo, otros muy estirados por deformación y que suelen estar rodeados por sombras de presión. Ocasionalmente, se observan granos de cuarzo con forma de esquirlas o bien redondeados y con gollos de corrosión para los que se puede pensar en un origen ígneo.

Los clastos de plagioclasas son redondeados o aplanados, con tamaños similares o algo inferiores a los del cuarzo pero con bordes menos angulosos. Los cristales están casi siempre maclados según la ley de la albita y excepcionalmente algo sericitizados. En todas las muestras estudiadas, la plagioclasa es menos abundante que el cuarzo, pudiendo en muy pocas ocasiones coexistir con feldespato potásico también detrítico y de igual tamaño y morfología.

Los fragmentos de roca suelen ser escasos y corresponden a filitas, a lidiatas o a cuarcitas serícicas microcristalinas. En una ocasión se ha visto también un fragmento de roca de apariencia volcánica que está formado por microfenocristales de plagioclasa maclada rodeados de una mesostasis silicea microcristalina.

Las metapelitas no presentan variación mineralógica cualitativa respecto a las grauvacas y existe además una gradación de tipos litológicos entre ambas. El tipo de roca más frecuente está formado por sericita y clorita (a veces biotita) de pequeño tamaño, asociadas en lechos finamente foliados que pueden tener intercaladas bandas cuarcíticas microcristalinas o fragmentos diseminados de cuarzo y de plagioclasas, del tamaño del limo y generalmente alargados. Casi siempre se observa un bandeado más o menos rítmico de zonas con impregnación carbonosa o ferruginosa.

En la mayoría de las muestras estudiadas, la esquistosidad está plegada, dando lugar a otra oblicua a ella según la cual se reorientan minerales ferruginosos.

1.1.1.2 *Pizarras y grauvacas masivas con metamorfosis de contacto (4)*

Las metagrauvacas y pizarras descritas anteriormente cambian notablemente su morfología y su composición mineralógica como consecuencia de la aureola de metamorfismo térmico que se desarrolla alrededor del granito de Trujillo.

En las metagrauvacas se observa un considerable aumento del grado de orientación y de recristalización de la mesostasis, pero sigue percibiéndose siempre nítidamente el carácter arenoso inicial de la roca. Lo más común

es que aparezca biotita de neoformación en forma de diminutas láminas que se disponen transversalmente a la esquistosidad principal.

Las pizarras en cambio pasan a filitas mosqueadas, intensamente plegadas, ricas en blastos poiquiliticos de cordierita, andalucita, biotita y clorita, que definen una zonación mineral progresiva desde la periferia al centro de la aureola.

Andalucita y cordierita suelen adoptar formas ovoides o anubarradas y contienen numerosas inclusiones de cuarzo, biotita y minerales opacos. El grado de alteración de los dos minerales metamórficos en cuestión suele ser avanzado y en contados casos se encuentran restos de cordierita fresca.

1.1.1.3 Conglomerados (5)

Forman niveles discontinuos de algunos metros de espesor y con bastante extensión lateral, al menos de varios centenares de metros. Estos niveles se encuentran agrupados en una banda bastante continua que se sigue desde el Arroyo de los Frailes, Deleitosa, Dehesa de Camporrano, perdiéndose o acuñándose al NW. de Retamosa.

Normalmente se presentan como «paraconglomerados» (cantos en matriz fangosa o *pebbly-mudstone*); contienen cantos de lidita, cuarzo y arenisca grauváquica inmersos en una matriz limolítico-arenítica (grauváquica) fina.

En los 100 metros de serie pueden aparecer 6 ó 7 niveles de paraconglomerados, algunos de hasta 4 metros de potencia, aunque lo normal sean 1-2 metros. Entre estos niveles aparecen facies muy laminadas (cm. a mm.) entre los que se intercala algún paquete más masivo de 20-30 cm. de areniscas grauváquicas en secuencias Ta-b y Ta-c. Los cantos, subredondeados a redondeados presentan tamaños medios de 3-6 cm. Ø pero incluso pueden llegar hasta 12-15 cm. Ø, observándose cierta orientación y ordenación en ellos.:

Al microscopio se observa que tanto estos conglomerados como los de la Unidad Superior, que se describen a continuación están formados por los mismos tipos de fragmentos de roca, diferenciándose por su granulometría además de por su posición estratigráfica. Los fragmentos de cuarzo están casi siempre intensamente recristalizados además de ser los más numerosos y de mayor tamaño. Las liditas presentan impregnación carbonosa variable y han sido afectadas por fenómenos de silicificación diagenética. Los fragmentos de pizarra, generalmente carbonosa, presentan casi siempre esquistosidad plegada, tienen forma alargada y están constituidos por sericitita y cuarzo, a los que pueden acompañar algo de clorita. La mesostasis que rodea a estos cantos es de composición y morfología idéntica a las meta-grauvacas de la Unidad Inferior, variando únicamente la proporción de microclastos de plagioclasa.

1.1.2 Unidad superior

La Unidad Superior que puede alcanzar algo más de 700 metros de potencia [embalse de Valdecañas Hoja (13-26), y Puerto del Hospital de Obispo (14-27)], litológicamente es más variada, con características sedimentológicas más claras y definidas, y con un tránsito entre las dos Unidades poco definido que puede presentar problemas tanto estratigráfico-sedimentológicos como tectónicos (discordancias citadas por BOUYX). Atribuida posteriormente por TAMAIN a tectónica tangencial precámbrica.

Esta Unidad es equivalente al denominado Alcudiense Superior (TAMAIN, 1970).

1.1.2.1 Pizarras y areniscas (6)

En la Unidad Superior predominan sobre todo las pizarras; éstas se pueden presentar masivas, de color verde-azulado o con bandeados formados por láminas milimétricas o centímetricas de diferente granulometría, compuestas por términos arenosos finos de color pardo-grisáceo y limolitas de color verde claro.

Las areniscas, en bancos decimétricos, tienen un tamaño de grano mayor que el de los materiales bandeados, y suelen presentar abundantes ripples.

Se trata de areniscas y metacuarzograuvacas que están constituidas por microclastos de cuarzo angulosos de 200 micras de tamaño medio, además de fragmentos de roca, principalmente lítitas y pizarras serícíticas, de idéntico tamaño pero que se encuentran en proporción notablemente menor. La mesostasis que los rodea es pizarrosa, formada por cuarzo microcristalino, sericita y clorita. Además estas rocas pueden tener impregnación carbonosa o ferruginosa y granos de plagioclasa parcial o totalmente sericitizada que están en muy baja proporción y carecen generalmente de maclas. También se observan granos de turmalina y circón y, a veces, cristales de sulfatos de neoformación.

Todos los caracteres texturales y mineralógicos evocan en cierto modo los de las metagrauvacas de la Unidad Inferior, de las que difieren en una serie de peculiaridades que a continuación se citan. En primer lugar el grado de recristalización y orientación mineral es menor en la Unidad Superior, no observándose nunca biotita de neoformación. Así mismo disminuye la proporción de filosilicatos en las facies más arenosas y las plagioclásas, son mucho más escasas o están ausentes además de tener maclas sólo ocasionalmente. Por otro lado, parece ser que aumenta la proporción de moscovita y biotita detríticas que se presentan en forma de láminas curvadas.

Existen también numerosas facies pizarrosas, formadas exclusivamente por filosilicatos y términos intermedios entre ellas y las metagrauvacas des-

critas. Es incluso común que una misma muestra tenga un bandeados más o menos rítmico de microlechos pizarrosos y graváquicos.

1.1.2.2. *Micro-conglomerados y areniscas cuarcíticas* (7)

Aparecen varios niveles intercalados, se reconocen bien en el campo, pues dada su mayor resistencia a la erosión, producen pequeñas cornisas y resalte que sobresalen del resto de los materiales. En el flanco SW. del anticlinal de Robledollano se presentan por encima del tramo carbonatado, mientras que en el flanco NW. de la misma estructura, con niveles más numerosos y continuos se presentan solos, intercalados entre pizarras y areniscas, aunque más al NE. (Hoja de Jaraicejo 13-26) aparecen también intercalados niveles calcáreos.

Se presentan en bancos decimétricos a métricos aislados, de aspecto canalizado, o también agrupados en paquetes de 4-5 metros de potencia.

Las capas presentan bases erosivas o canalizadas y techos planos suavemente ondulados; son frecuentes las amalgamaciones; presentan laminación cruzada en surco o laminación cruzada plana. Litológicamente son areniscas gruesas, a veces micro-conglomeráticas y areniscas cuarcíticas de color verde grisáceo a pardo-rojiza en alteración; los cantos son angulosos, normalmente con granoclasiificación positiva y frecuentes cantos blandos alargados (lag) de pizarra verde en la base de los canales.

1.1.2.3 *Calizas, dolomías y calcoesquistos* (8)

Son pequeños afloramientos aislados que aparecen en el flanco SW. del anticlinal de Robledollano, entre el Arroyo del Colmenar y el Cortijo de la Cinta, próximos a la falla que lamina la cuarcita armónica.

Una serie muy completa de estos materiales aparece en la Hoja de Jaraicejo en la zona de Valdecañas y Romangordo (Carretera N-V).

Las calizas son gris-oscuras o casi negras, en bancos centimétricos o métricos, bien estratificadas, con superficies planas o algo onduladas, suelen presentar laminaciones de algas muy marcadas.

Los calcoesquistos son niveles milimétricos a centimétricos de carbonatos intercalados entre limolitas verdes a pardo-rojizas en alteración con laminación paralela muy marcada, presentan aspecto poroso por alteración y lavado de los carbonatos.

Las dolomías (magnesitas) aparecen fuertemente recristalizadas con texturas gruesas, a menudo son ferruginosas (ankeríticas), presentando coloraciones marrón-beige y aspecto masivo, en bancos de hasta 8 metros de potencia con restos de laminación algal (porosidad fenestral).

Además de todos los minerales mencionados, todas las rocas pueden contener cantidades insignificantes de sericita o cuarzo, siendo el tamaño de

grano muy pequeño (inferior a 200 micras) y el grado de recristalización muy bajo, si se exceptúan las magnesitas y las facies algo ferruginosas.

1.2 CAMBRICO

Los materiales atribuidos al Cámbrico, aparecen en la Hoja como una estrecha banda por debajo de las cuarcitas paleozoicas del flanco SW. de Las Villuercas; al estar muy recubiertas por «rañas» y coluviones los afloramientos son escasos, resultando imposible ver el contacto con las formaciones infra y suprayacentes; sin embargo, considerando la cartografía y las observaciones y datos de las Hojas de Jaraicejo (13-26), Castañar de Ibor (14-27) y Sevilleja de la Jara (15-27), parece que el muro de la formación corresponde a una discordancia erosiva y angular.

La potencia de la serie a pesar de los recubrimientos y de estar replegada debe ser superior a los 300 metros.

1.2.1 Pizarras, areniscas y cuarcitas (9)

En todo el conjunto, las pizarras y limolitas representan el espesor más importante de toda la formación, pero al ser más erosionable, aparecen recubiertos, resaltando únicamente los bancos más duros de areniscas y cuarcitas por lo que se tiene tendencia a sobrevalorar la potencia de estas intercalaciones.

Los tramos pizarroso-limolíticos con potencias de hasta 15-20 metros se presentan solos o con finas intercalaciones areniscosas, mientras que las areniscas y cuarcitas en capas decimétricas a métricas se agrupan en paquetes de 5-10 metros aproximadamente.

Todos los afloramientos están bastante alterados, presentando tonalidades blanco-amarillentas y rojo-violáceas muy características.

Las limolitas intercalan pequeños niveles lenticulares (centimétricos a métricos) de areniscas o cuarcitas micáceas de potencia centimétrica (5-20 cm.) con laminación cruzada de ripples muy marcada.

Los tramos limolíticos inferiores de la formación aparecen fuertemente bioturbados por skolithus, dándoles un aspecto característico «abotonado». Las areniscas y cuarcitas presentan laminación cruzada cóncava tipo *festoon (Through)* y a veces laminación cruzada tabular de alto ángulo de megaripples.

Estos depósitos corresponden a un medio muy somero de playa, zona submareal (facies de *foreshore* y *shoreface*).

Desde el punto de vista de grado del metamorfismo regional, éste es de grado muy bajo, de condiciones muy próximas a la diagénesis, en toda esta formación y en las suprayacentes.

Esta serie debe ser equivalente a la formación Gévalo (MORENO y VEGAS, IN ZAMARREÑO, *et. al.*, 1976) y de las Areniscas del Azorejo (HERRANZ, *et. al.*, 1977), que aflora al SE. de los Montes de Toledo, bajo calizas cámbricas bien datadas por arqueociatos y trilobites.

En lámina delgada, las muestras de esta formación, corresponden a metareniscas cuerzo-serícíticas y pizarras serícíticas, con todos los términos de transición posibles entre ellas. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, sericitita, clorita, biotita, minerales opacos, moscovita, turmalina, circon y rutilo. Las facies arenosas, son de grano muy fino y generalmente bien clasificadas. Los microclastos de cuarzo son angulosos y están rodeados por proporciones variables de cemento silíceo, recristalizado en continuidad óptica, además de matriz serícítica. La moscovita y biotita se presentan en láminas detríticas, curvadas, orientadas débilmente según la elongación de los clastos de cuarzo. Estos dos minerales suelen también aparecer incluso en facies pizarrosas en las que sólo se encuentran granos de cuarzo del tamaño del limo pero que tienen un mayor grado de recristalización y orientación de la sericitita.

1.3 ORDOVICICO

Los materiales ordovícicos se sitúan en el tercio NE. de la Hoja, localizados en la continuación hacia el NW. de las estructuras hercínicas de Las Villuercas.

Litológicamente forman un conjunto transgresivo de materiales detríticos: cuarcitas, areniscas y pizarras con facies muy constantes a escala regional.

El Ordovícico descansa sobre las Unidades precámbryicas mediante una discordancia claramente angular y sobre los materiales cámbricos al menos de forma erosiva.

Las formaciones cartografiadas son fácilmente correlacionables con las de otras Hojas y con las descritas en la bibliografía regional.

1.3.1 Ortocuarcitas «Facies Armoricana» (10)

Es la formación cuarcítica más característica en todo el ámbito del Macizo Ibérico, no sólo por sus características litológico-estratigráficas, sino además por ser el elemento principal constructor del relieve.

En esta Hoja no afloran los tramos inferiores ni puede observarse la discordancia sobre las unidades infrayacentes, a pesar de ello, se estima una potencia mínima de 250 metros aproximadamente.

Está constituido por cuarcitas y areniscas blanco-grisáceas en bancos decimétricos y métricos con algunas intercalaciones de areniscas y finos

niveles de pizarras inter-estrato; normalmente se agrupan en dos o tres «barras» cuarcíticas formando un relieve de crestas separadas por depresiones menores intermedias recubiertas por derrubios y que corresponden a intercalaciones más tableadas.

Como estructuras presentan laminación paralela, oblicua, y estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

En algunos niveles de la formación son frecuentes los icnofósiles, *skolithus*, *daedalus* y crucianas.

En conjunto, la formación Cuarcita Americana parece presentar un complejo de barras litorales progradantes.

En general son unas cuarcitas bastante puras, de gramo fino, bien calibradas, constituidas por cuarzo, sericita, minerales opacos, turmalina, circón y a veces por moscovita, clorita o biotita detriticas. Los microclastos de cuarzo suelen ser subangulosos y alrededor de ellos recristaliza cemento silíceo en continuidad óptica. La matriz sericítica es en general muy escasa; lo más común es que forme delgadas películas intersticiales en torno al cuarzo.

1.3.2 Cuarcitas y pizarras alternantes (11)

Cuando lo permiten los derrubios de la «Cuarcita Americana» se observa una serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras, que forman un tránsito gradual entre las ortocuarcitas y las pizarras con Calymene; el tamaño y número de los bancos de cuarcita y arenisca va disminuyendo de muro a techo, aumentando la proporción de pizarras.

Los primeros tramos son cuarcitas blanco-grisáceas en bancos decimétricos con intercalaciones centimétricas de limolitas y pizarras de color gris-verdoso o rojo-violáceos en alteración, les siguen cuarcitas y areniscas micáceas centimétricas blanco-grisáceas a beige, alternando con pizarras sericíticas blanco-rojizas en alteración. Los niveles cuarcíticos presentan laminaciones paralelas y cruzadas, en superficie se observan diversos ripples y deformaciones hidroplásticas, es frecuente la bioturbación por *skolithus*, *daedalus*, pequeñas crucianas y otras pistas de tipo *repichnia*.

La potencia a pesar de la dificultad de observación se estima no inferior a los 100 metros en esta Hoja, aunque hacia el NW. en el sinclinal de Mira-vete-Cañaveral aumentan considerablemente de espesor. Este tramo es correlacionable con las «alternancias superiores» y con los «estratos Pochico» de Sierra Morena Oriental.

Petrográficamente, las cuarcitas son similares a las de la formación americana, si bien en algunas muestras se han encontrado esporádicamente pequeños fragmentos angulosos de pizarras sericíticas.

Las pizarras de esta formación están constituidas por sericita medianamente orientada, salpicada de granos de cuarzo del tamaño del limo, con

bordes angulosos y formas alargadas. Son así mismo frecuentes las láminas de micas detriticas.

1.3.3 Pizarras con calymene (12)

Se trata de un potente conjunto (500-550 m.) de pizarras oscuras, generalmente negras que por alteración pasan a tonos pardo-verdosos o rojo-violáceos si ésta es muy intensa.

El paso de las alternancias infrayacentes a esta formación es gradual aunque rápido; en los primeros metros de pizarras, éstas son más arenosas, conforme se va ascendiendo en la serie, las pizarras se hacen de grano más fino y más oscuras.

Son frecuentes los nódulos arenosos ó limolíticos que contienen a veces restos fósiles en su interior.

Localmente y hacia el tercio superior aparecen frecuentes intercalaciones arenosas.

Aunque en esta zona se han encontrado abundantes restos fósiles de braquiópodos y trilobites, éstos no han resultado clasificables; sin embargo, en Hojas adyacentes la fauna clasificable resultó muy abundante y determinativa por lo que al ser perfectamente correlacionable este tramo, lo consideramos de edad *Llanvirn-Llandeilo*.

La composición mineralógica es cualitativamente la misma que en las otras formaciones ordovícicas, variando únicamente la proporción de sericitita y la granulometría del cuarzo, que aquí es aún menor.

1.3.4 Areniscas y cuarcitas (13)

De un modo gradual se intercalan entre las pizarras lechos de areniscas y cuarcitas, que van aumentando de potencia y número hasta constituir una alternancia, o un nivel cuarcítico comparable al del Ordovícico Superior.

Son areniscas de colores gris y crema, micáceas, con laminaciones pseudo-paralelas más oscuras, rojizas y gris-verdosas; se presentan en capas centimétricas (no mayores de 40 cm.) en forma de ripples de gran tamaño (*sand-waves*) muy tendidos, no presentan bioturbación pero las pizarras que aparecen a muro si presentan abundantes pistas en superficie.

La potencia total de estas intercalaciones, aunque es variable, en esta zona no sobrepasan los 15-20 metros.

Son areniscas y cuarcitas de grano extremadamente fino, en las que varía la proporción de matriz sericítica, que comúnmente es baja e intersticial entre los minerales detriticos. Los granos de cuarzo presentan un tamaño medio inferior a las 100 micras y bordes subangulosos a subredondeados, con

recristalización posterior. Se observan además escasos fragmentos de plagioclasas macladas, que no aparecen en las formaciones inferiores. Así mismo son muy frecuentes las concentraciones en bandas de pequeños minerales pesados redondeados, que corresponden a turmalina, circón, xenotima, rutilo y que llegan a alcanzar proporciones anómalas. Por lo demás, también son de común aparición las láminas de micas detríticas, semiorientadas según la estratificación.

1.3.5 Cuarcitas y areniscas pardas (14)

Las pizarras con Calymene pasan a otra formación detrítica más gruesa de areniscas y cuarcitas micáceas de colores claros a beige y que forman un resalte topográfico dentro del sinclinal.

Son muy frecuentes las laminaciones rojizas originadas por la concentración de minerales pesados; presentan unas manchas marrón-rojizas típicas por alteración de óxidos de hierro a favor de planos de fractura y laminación.

La potencia total oscila entre 30 y 50 metros.

Se suelen atribuir regionalmente una edad Caradoc para toda la formación. Se les ha denominado «Cuarcitas de la Cierva» (GIL CID, et. al.) en el Sinclinal del Guadarranque, y son equivalentes a las «Alternancias de Canteras» en la zona de Almadén.

En lámina delgada, las rocas son similares a las de la formación anterior, pudiéndose señalar únicamente que el grado de redondez de los granos de cuarzo es mayor y que tanto las plagioclasas como los minerales pesados detríticos son más escasos o llegan a estar ausentes.

1.3.6 Pizarras gris-negruzcas masivas (15)

Corresponden a los niveles paleozoicos más altos que aparecen en la Hoja, situándose en el núcleo del sinclinal de Roturas-Navezuelas.

Aparecen bastante recubiertos, siendo los mejores afloramientos los situados al SE. del cerro Ensillado (al E. del vértice Comandante, 784 m.).

Son pizarras micáceas arcillosas de color negro en fractura fresca, o pardo oscuro por alteración, presentan una esquistosidad espaciada de fractura muy penetrativa que las confiere un aspecto «astilloso»; pueden intercalar algún nivel más areníscoso también muy micáceo.

Estas pizarras que marcan el techo del Ordovícico equivalen al nivel de «pizarras intermedias» (GIL CID, et. al.) y a las «pizarras de muro» por estar inmediatamente debajo del nivel de Cuarcitas de Criadero en el que arma la mineralización de Almadén.

Están constituidas todas ellas por microclastos de cuarzo anguloso y de plagioclasas macladas subangulosas. La mesostasis que los une es sericítica, afectada por una recristalización y orientación de grado muy bajo. Contienen también estas rocas, moscovitas y biotitas detriticas, diseminadas y cuyo tamaño no suele ser superior al de los granos de cuarzo (80 μ).

1.4 TERCIARIO, NEOGENO

1.4.1 Plioceno superior, rañas; cantos cuarcíticos y matriz arcillo-arenosa roja (16)

Las rañas se encuentran discordantes sobre el Paleozoico o el Infra-Ordovícico; en todos los sitios donde se ha podido observar el contacto entre esta formación y los materiales sobre los que se apoyan, se reconoce una intensa alteración de los mismos con tonos blancos, ocres y rojo-violáceos; el aspecto general de esta superficie alterada sugiere, en todos los casos, su carácter de frente de alteración o zona basal del perfil de meteorización.

La potencia de la formación es variable, pero no debe sobrepasar en la Hoja los 5-10 metros, aunque en campo, al estar derrubias las laderas con sus propios materiales, aparentemente parezca mayor. Litológicamente se trata de una formación muy típica, a veces fanglomerática, constituida por cantos, ocasionalmente bloques, de cuarcitas y areniscas, bien redondeados por lo general, no siempre con pátina rojiza-parda y con matriz arcillo-arenosa de color rojizo-anaranjada.

Se relaciona siempre con relieves cuarcíticos acusados, enlazando de forma gradual con los depósitos de ladera cuando existe continuidad morfológica.

Sedimentológicamente se les reconoce ciertas características torrenciales y fluviales, por lo que parece que se han originado durante un período climático con precipitaciones esporádicas pero intensas que desarrollarían abanicos aluviales al pie de los relieves y sistemas fluviales tipo *Braided* en las llanadas.

Se les ha atribuido una edad Villafranquense en el límite Plioceno-Cuaternario, en función de que se encuentran recubriendo el Mioceno en sectores próximos.

Sobre la superficie de la raña y también sobre los coluviones más antiguos relacionados con ella, aparece o se desarrolla un suelo gris con gravas (1-2 cm. Ø) de arenisca y cuarcita fuertemente rubefactadas de colores rojo-violáceos («garbancillo»); estos depósitos parecen relacionados con removilizaciones o glacis y procesos edáficos que producirían un cierto retoque morfológico, modificando ligeramente la superficie original de la raña.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 Cantos, arenas y arcillas. Terrazas (17)

Se han considerado como terrazas los pequeños depósitos que aparecen junto al curso encajado del río Almonte, aunque situados a una cota próxima a los 100 metros sobre el nivel del cauce actual, pero que pueden corresponder a este curso antes de encajarse en la penillanura.

Podrían corresponder también a rañas desmanteladas, pues sus características son muy similares, pero desestimamos esta opción porque topográficamente quedan ligeramente por debajo del «perfil» de las mismas.

Los depósitos están muy degradados no existiendo ningún corte fresco, en superficie aparecen como un canturral de cuarcitas y areniscas redondeadas y una matriz arcillo-arenosa roja-anaranjada.

1.5.2 Cantos, matriz arcillo-arenosa roja. Glacis (18)

A esta unidad corresponden los restos de un antiguo glacis existente al NE. del río Almonte y que se desarrolló entre éste y el «nick» o frente de las rañas.

Presentan forma de suaves rampas y replanos en los que afloran cantos de arenisca y cuarcita redondeados, los mismos que aparecen en las rañas, aunque algunos están fragmentados, y cantos de cuarzo filonianio totalmente angulosos, englobados todos ellos en una matriz arcillo-arenosa roja; los cuarzos y la mayor parte de la matriz provienen de la removilización del sustrato precámbrico sobre el que se desarrollan.

1.5.3 Bloques, cantos de cuarcita y matriz areno-arcillosa, coluviones y canchales (19)

Aunque en la cartografía no se han diferenciado y aparecen agrupados, existen claras diferencias según su litología y lugar de emplazamiento.

Los derrubios de rañas constituyen importantes coluviones al menos en cuanto a extensión; están formados por los mismos materiales que las rañas aunque con aspecto más «desorganizado» y con algo más de matriz debido a la removilización.

Los coluviones propiamente dichos o depósitos de «pie de monte» proceden de la erosión de los relieves cuarcíticos preferentemente de la cuarcita armorcana.

Están formados por cantos heterométricos y angulosos de areniscas y cuarcitas con matriz areno-límosa, ocre-amarillenta en proporciones variables según las zonas.

Los canchales o pedrizas, constituidos exclusivamente por cantos y bloques angulosos de cuarcitas sin matriz alguna; estos depósitos se emplazan también en las vertientes de las Sierras, bajo los crestones cuarcíticos culminantes, que son su área fuente. Se deben a fenómenos de crioclastismo, que aunque con una intensidad más atenuada, se siguen desarrollando en la actualidad.

1.5.4 Cantos, arenas y limos. Aluvial (20)

Los depósitos de este tipo más importantes corresponden al río Almonte.

Están formados por bloques, cantos y gravas en general bien redondeados de materiales cuarcíticos principalmente, provenientes de rañas y coluviones pero retrabajados por la acción fluvial, también pueden aparecer pizarras y grauvacas procedentes de los materiales por donde discurre el río; la matriz arenoso limosa gris-clara aparece repartida fundamentalmente en los antiguos niveles de aterrazamiento, proporcionando suelos cultivables muy fértiles.

En conjunto presentan extensión y espesor reducido, no superior a 2 metros de potencia.

2 TECTONICA

Las deformaciones identificadas en la Hoja de Aldeacentenera pueden ser atribuidas a dos ciclos Orogénicos diferentes: Estructuras producidas por deformaciones pre-hercínicas (Caledonianas) y estructuras asociadas al ciclo hercínico en varias fases de deformación.

Los pliegues originados en el ciclo hercínico van acompañados de una esquistosidad más o menos penetrativa según la litología y la zona donde nos encontramos.

En contraste con otras áreas de gran parte de la zona Centro Ibérica con metamorfismo de alto grado, esta zona presenta un metamorfismo muy débil o es simplemente anquimetamórfico.

Las deformaciones Hercínicas en esta zona presentan pliegues de tipo flexural, al menos en los niveles cuarcíticos competentes de la serie paleozoica; estos pliegues aparecen cortados por multitud de fallas algunas singenéticas con el plegamiento y otras tardías.

La región presenta en general la estructura de pliegues largos, los núcleos sinclinales son formas muy estrechas y alargadas entre las cuales las áreas preordovícicas (anticlinales desmantelados) forman franjas más anchas, sugiriendo un aspecto semejante a una geometría en «mullion».

2.1. DEFORMACIONES EN MATERIALES PRECAMBRICOS

En el contexto geológico regional las referencias bibliográficas respecto a la existencia de episodios de deformación anteriores al Hercínico han sido mencionados por varios autores.

BOUYX (1970) en la Rivera de Riofrío encuentra una discordancia que parece indicar la existencia de una fase de plegamiento de edad precámbrica; posteriormente CAPOTE, et. al. (1977) admiten la existencia de esta discordancia en el Río Esteras; más recientemente (1982), durante la realización de la hoja MAGNA de Valdemanco de Esteras (16-31) se admitió que no existían argumentos en los afloramientos citados para establecer una discordancia angular entre materiales del Precámbrico.

OEN ING. SOEN (1970) estudia unos pliegues atribuidos a deformaciones Sárdicas y deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico Superior sería aproximadamente N.-S. a NE.-SO.

GIL SERRANO (1983), en la Hoja de Madroñera (13-28) reconoce y asigna a deformaciones prehercínicas diversos tipos de estructuras: pliegues intrafoliares, micro-mullions y pliegues sinesquistosos a los que se superpone otra deformación posterior atribuida al hercínico y que también genera esquistosidad. Con referencia exclusivamente a esta hoja es evidente la existencia de dos discordancias producidas por procesos tectónicos prehercínicos: una entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y otra entre el Cámbrico Inferior-Precámbrico.

Es evidente el fuerte contraste entre las facies precámbricas (turbidíticas) y las cámbricas (facies someras inter y submareales), además de la discordancia erosiva y angular que a nivel cartográfico se manifiesta. Estas deformaciones corresponderían a movimientos Cadomenses o Asínticos.

El Ordovícico comienza por la «Cuarcita Armoricana», discordante ya sea sobre el Precámbrico o sobre el Cámbrico, mientras que en otras zonas, como ya se ha visto [Hojas (14-27), (15-27) y (15-28)] entre la Cuarcita Armoricana y el Cámbrico o el Precámbrico se intercalan las «capas intermedias» (Serie Púrpura) que a su vez son discordantes sobre el sustrato. La discordancia importante es por tanto la pre-«Capas Intermedias», discordancia que se manifiesta como pre-Cuarcita Armoricana donde las «Capas Intermedias» faltan. Entre las Capas Intermedias y la Cuarcita Armoricana transgresiva, existiría simplemente una pequeña disconformidad. La distribución de los materiales ordovícicos en la Península Ibérica indica una peneplanización importante anterior a este depósito; por otra parte la erosión ligada a la deformación Sárdica hace que los afloramientos cámbricos queden notablemente restringidos para este sector del Hercínico. Con todos estos datos, la no existencia del Cámbrico Medio-Superior parece corresponder más bien a su no sedimentación que a su desaparición posterior debida a erosiones generalizadas de sedimentos de esta edad.

Dentro del Precámbrico, en los materiales de la Unidad Inferior se pueden observar gran cantidad de pliegues de eje subvertical o con fuertes inclinaciones que dan una «tectónica serpenteante» (por la cañada entre Jaraicejo y el río Almonte y también por la cañada entre la Carretera de Belén a Aldeacentenera y Torrecillas de la Tiesa). Estos pliegues con esquistosidad (S_1 hercínica) de plano axial, en algunos casos aparecen cortados transversalmente por otra esquistosidad posterior (Carretera N-V en el río Tozos p.k. 234,400 y p.k. 236,300). La esquistosidad S_1 se presenta como una esquistosidad de fractura espaciada de tipo *strain-slip*.

Los procesos de recristalización asociada a esta esquistosidad son muy reducidos, reduciéndose a recristalizaciones de sericita y neoformación incipiente de biotita a los que se suma la presencia frecuente de líneas enriquecidas en minerales ferruginosos.

No se puede hablar en la hoja de «Esquistosidad principal», ya que en muchos de los afloramientos no es posible decidir con certeza cuál de las dos esquistosidades es la que los afecta.

Los pliegues de escala métrica contemporáneos con esta esquistosidad (S_1) de plano axial, se presentan como pliegues apretados con charnelas redondeadas y agudas con aspecto de pliegues isoclinales anisopacos, con charnela ligeramente más gruesa que los flancos; las deformaciones posteriores son sin duda las responsables de que ahora aparezcan con los ejes subverticales.

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación (S_0) origina una linearidad L_{1-0} subvertical paralela a los ejes de los pliegues.

Los pliegues de mayor escala son imposibles de ver en el campo, por lo que se han deducido sus elementos (cierres, ejes y flancos) y trazados cartográficos teóricos a partir de los datos estructurales puntuales.

En la Serie Cámbrica a pesar de las dificultades de observación y teniendo en cuenta que todos los pliegues observados presentan ejes subhorizontales, se hacen corresponder a la primera Fase Hercínica, y por lo tanto no estarían afectados por las deformaciones cámbricas.

Es interesante la cuestión que se plantea sobre todo si consideramos conjuntamente las cartográficas de los precámbrios de esta hoja y la de Jaraicejo (16-26) situada al Norte; mientras que la Unidad Inferior presenta «tectónica de tipo serpenteante» con fuertes inmersiones de los ejes de los pliegues, la Unidad Superior Vendiense aparentemente al menos, se presenta con ejes bastante horizontales y directrices subparalelas a las paleozoicas. ¿Existe una discordancia intra-precámbria entre estas dos Unidades, como ya se ha argumentado en otras zonas por distintos autores? o esta diferencia viene dada únicamente por el distinto comportamiento de los materiales y el nivel estructural en que se encuentran ante una misma deformación.

En realidad, se poseen muy pocos datos acerca de la distribución y envergadura de las estructuras prehercínicas, y a las dificultades para observar las relaciones entre estructuras hercínicas y prehercínicas y sus interferencias se suman las distorsiones estructurales tardías.

2.2 DEFORMACIONES HERCINICAS

Dentro del ciclo Hercínico se han diferenciado dos etapas principales de deformación, siendo la primera de ellas la única que da lugar a la aparición de una esquistosidad penetrativa generalizada.

2.2.1 Primera fase de deformación

Esta etapa de deformación es la responsable de las macroestructuras paleozoicas y a ella se debe por tanto la configuración cartográfica actual.

La dirección general de los ejes de estas estructuras es N 120-130° E pero hacia el NW van flexionándose adoptando una posición más tendida E1W a los que se superponen los desplazamientos e inflexiones locales debido al efecto de las grandes fallas tardihercínicas que las cortan (Falla de Plasencia).

Estas estructuras de gran desarrollo y continuidad regional se presentan al menos a nivel de los tramos cuarcíticos, como pliegues de tipo cilíndrico de trazado bastante rectilíneo (describiendo el arco Ibero-armoricano), con planos axiales subverticales y en general con una constancia en la horizontalidad de sus charnelas.

En los precámbricos, la deformación se produce sobre superficies de estratificación (S_0) anteriormente plegadas; las estructuras de interferencia no se han podido detectar en campo en esta Hoja, pero lógicamente serían en gran parte responsables de las fuertes inmersiones de los ejes de los pliegues debido a la interferencia de macroestructuras.

En la Serie paleozoica, los pliegues atribuidos a esta Fase son reconocibles en campo (núcleo del Sinclinal de Guadarranque, en las hojas de Castañar de Ibor (14-27) y Valdeverdeja (14-26), muchos de ellos se presentan con pliegues isoclinales anisopacos de plano axial subhorizontal en las pizarras del Silúrico.

Asociada a estos pliegues y en posición de plano axial aparece una esquistosidad incipiente S_1 , únicamente bien desarrollada en los materiales pelíticos, mientras que en las areniscas y cuarcitas más competentes no se observa ninguna superficie que pueda correlacionarse con dicha esquistosidad.

Dentro del Sinclinal de Santa Lucía, siguiendo el camino de Deleitosa a Campillo de Deleitosa, entre el Arroyo de la Garganta de Batanes y el Collado

de la Pedrera, aparece en las pizarras del Llanvirn-Llandeilo una esquistosidad subhorizontal muy penetrativa en un corto espacio de serie y que luego desaparece o se hace difícil de identificar al adoptar buzamientos subverticales paralelos a la pizarrosidad S_0 ; si se interpreta de esta última forma, como una esquistosidad plegada, ésta sería sin duda la S_1 de Primera Fase deformada por la Segunda Fase; aunque también pensamos que puede deberse a fenómenos tectónicos locales (en otros puntos se ha visto asociada a pequeños pliegues angulares o de tipo Kink) relacionados con fracturas de gran envergadura o al menos bandas de cizalla de dirección NO-SE senestradas.

El mecanismo de deformación dominante en los paquetes areniscosos y cuarcíticos es la flexión y el resbalamiento de las capas competentes (*Buckling*), de forma que los pliegues son aproximadamente isopacos; pliegues clase 1B o 1C (*Ramsay*), en algunos casos estos pliegues evolucionan en la vertical (hacia arriba) fallándose la charnela, como puede verse en las cuarcitas y areniscas del Ordovícico Superior en el Corte del Arroyo.

La esquistosidad S_1 y los pliegues asociados estarían posteriormente afectados por la Segunda Fase de deformación.

2.2.2 Segunda fase de deformación

Esta Fase afecta no sólo a las estructuras de la Primera Fase Hercínica desarrolladas en materiales paleozoicos y precámbricos sino que también se superpondría a las prehercínicas presentes sólo en el Precámbrico, originando pliegues de plano axial vertical y esquistosidad asociada S_2 .

Esta segunda esquistosidad en general es más débil que la primera (menos penetrativa), y presenta una distribución y orientación irregular dentro de la Hoja.

Esta deformación en cuanto a su distribución nos indicaría que no se trata de una verdadera «fase de deformación» generalizada. La variación en la orientación indicaría la generación de la misma dentro de un campo de deformación no homogéneo, por lo que se asocia a una amplia banda de cizalla de límites todavía no determinados, pero que afecta a nivel cartográfico por lo menos a tres hojas (Madroñera, Aldeacentenera y Aldea de Trujillo).

De acuerdo con las direcciones medidas y la distribución espacial de la misma parece corresponder a una cizalla dextra de dirección N-S a NNE-SSO..

2.3 FRACTURACION

Establecer una cronología relativa entre los grupos o familias de fracturas es problemático, ya que los sucesivos reajustes y removilizaciones impiden obtener relaciones de sus intersecciones y apreciar con claridad cuando una fractura está desplazada por otras.

El Paleozoico se ve reflejado por dos sistemas que destacan por su gran desarrollo y frecuencia:

SISTEMA N. 140-160° E DEXTRO

Son fracturas ligeramente oblicuas a las estructuras (N. 140-150), constituyen los accidentes más importantes; son fallas de desgarre o con componente principal en dirección (*Strike-Slip Faults*); presentan gran continuidad, y se pueden seguir por las hojas colindantes, tanto hacia el NW. como hacia las Villuercas, al SW.; presentan un desarrollo de más de 50 kilómetros.

Son las responsables de la desaparición de la Cuarcita Armoricana en algunos flancos, poniendo en contacto las pizarras del *Llavirn-Llandeilo* y los materiales del Precámbrico.

El salto o desplazamiento de estas fracturas es muy variable y debe estar condicionado sobre todo por el ángulo de incidencia con las direcciones estructurales y con la componente «vertical» local en cada zona. Así, la fractura que lamina el flanco NE. del Sinclinal de Santa Lucía, en esta Hoja presenta un desplazamiento horizontal aparente (cartográfico) de 7 kilómetros aproximadamente, mientras que al afectar al flanco SW. de esta misma estructura (entre Retamosa y Cabañas del Castillo, Hoja 14-27) no hay salto, sino sólo aplastamiento (reducción de potencia) y cambio de vergencia en la serie. De igual modo la falla que afecta al Flanco NE. del Anticlinal de Robledollano, en dicho flanco no tiene prácticamente desplazamiento y, sin embargo, en el Flanco SW. falta la Cuarcita, con un desplazamiento de 2 kilómetros aproximadamente; más hacia el Sur, entre Berzocana y Cañamero, esta fractura ha funcionado como falla inversa.

Lo más probable por tanto es que el movimiento asociado a estas fallas llegase a tener en algunos casos una componente en la vertical que las hiciese funcionar simultáneamente como fallas inversas (o en tijera), dentro de una situación dinámica compresional, pero siempre según planos subverticales como atestiguan la traza cartográfica de las mismas, aunque también es posible que esta componente vertical sea debida a la reactivación de estas fracturas, e incluso pudiesen funcionar como fallas normales en una situación tensional (distensiva) sincrónica a la formación de la Fosa del Tajo. Estas fracturas pueden ir asociadas a las últimas etapas del plegamiento o más tardías.

SISTEMA N. 100-110 E. SENESTRAL

Es un sistema muy característico en la zona de Las Villuercas, sobre todo en el Sinclinal de Viejas. Tienen un trazado relativamente corto y dan lugar

a una elongación según la dirección de las estructuras. En los bloques limitados por las fallas, la dirección de las capas (N.-S.) no es paralela a la traza axial de los pliegues (N. 140-150).

Estas fracturas son netas y claras en las capas competentes (cuarcitas), pero se amortiguan o desaparecen en los tramos de pizarras.

Han sido interpretadas (JULIVERT, et. col., 1983) como una sucesión de macroboudins romboidales (Lozengeshaped boudins) con rotación de los mismos.

Los «boudins» se desarrollarían en las capas competentes mientras que las incompetentes, capaces de sufrir una deformación dúctil atenuarían la fractura. Estas fallas, con este comportamiento deben ser simultáneas con el plegamiento o por lo menos con los últimos estadios del mismo, asociadas a un estiramiento según la dirección axial.

Otro sistema es el N. 50-60 E., que afecta sobre todo a las Cuarcitas Armoricanas al N. y NW. de Deleitosa, son fallas que originan pequeños desplazamientos, y a tenor de las estrías observadas en campo, la componente principal también es horizontal.

En el Precámbrico las fracturas más importantes y representativas son las N. 110-120 que han «condicionado» el trazado y el encajamiento del río Almonte.

Otro sistema es el N. 40-60 con componente vertical y que hacia el Sur (Hojas de Madroñera y Logrosán) originan la «tectónica de bloques» (*horst* y *gravens*) entre Aldeacentenera y Logrosán.

2.4 ESQUEMA DE LA INTERPRETACION ESTRUCTURAL DE LA HOJA

La interpretación estructural se ha obtenido en base a la elaboración de los datos de observación puntuales que se han podido reconocer y medir en las diferentes estaciones o itinerarios de campo realizados en la hoja; los elementos estructurales considerados han sido fundamentalmente esquistosidades, estratificación, relación entre ambas, ejes de pliegues o lineaciones y tipo de pliegues (geometría).

Para facilitar la interpretación y simplificar el problema se ha prescindido de la fracturación y por tanto no quedan reflejadas las distorsiones y variaciones de las directrices estructurales debidas al juego de las mismas y que por supuesto deben existir.

La primera esquistosidad es bastante continua en cuanto a dirección, intensidad y distribución; la segunda esquistosidad, más débil que la primera en cuanto a penetratividad, presenta una distribución más irregular y una dirección cambiante dentro del ámbito de la hoja. En el tercio sur de la misma, la disposición de la segunda esquistosidad es prácticamente ortogonal a la primera, en el resto de la Hoja tiende a adoptar una disposición subpara-

lela o coincidente y quizá por ello en esta zona no es tan evidente en campo, pues resulta más visible la primera que es más penetrativa.

Esta diferencia en cuanto a orientación de la segunda esquistosidad, que en principio se interpreta como debida a una deformación posterior, de cizalla, ya que las relaciones angulares entre las dos esquistosidades no se mantienen constantes, en el esquema se observa claramente que el ángulo entre las dos va variando prácticamente de 0 a 90. Este fenómeno podría explicarse pensando en la existencia de un campo de deformación en homogéneo, en donde las trayectorias de deformación son líneas curvas.

Admitiendo esta variación en la distribución de esfuerzos, en el tercio Sur de la Hoja se origina una superposición de procesos de plegamiento, en el que el modelo de interferencia está condicionado por la disposición ortogonal de sus directrices. La interferencia correspondiente a esta distribución equivaldría al modelo de interferencia tipo 1 de Ramsay, en el que se desarrollan estructuras en «domos», «cubetas» y superficies en «silla de montar».

En el esquema estructural, y para esta zona (tercio SW.) se han deducido formas y estructuras que pueden asimilarse (con las lógicas variaciones) a este mismo modelo teórico.

En el resto de la Hoja, donde las directrices estructurales son coincidentes ya no puede aplicarse éste modelo; la interferencia resultante de la superposición de las dos fases, mecánicamente se resuelve de la manera más fácil, que sería acentuando la deformación preexistente, con lo cual se obtienen pliegues más apretados y en algunos casos desarrollo de flancos inversos.

La fractura se ha deducido en base al choque de estructuras que parece existir en esa zona, aunque en campo y morfológicamente no se han encontrado criterios que confirmen su existencia.

En el esquema se ha intentado reflejar un «estilo tectónico de plegamiento» para la zona, aunque lógicamente no tienen por qué coincidir exactamente los ejes y cierres «deducidos» con los equivalentes «reales» en campo, y de la misma forma tampoco quedan reflejados los pliegues de orden menor, cuya existencia se ha comprobado en campo.

3 GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista geomorfológico el relieve de la Hoja viene claramente condicionado por la litología y las estructuras; podemos observar en la zona dos conjuntos principales: la «Unidad Paleozoica» y la «Unidad Precámbrica» que dan formas muy contrastadas, y una tercera de menor desarrollo —Unidad Neógena—, que servirá de puente entre ambas, suavizando y colmatando las formas anteriores.

La red hidrográfica corresponde a la cuenca del Tajo siendo el río Almonte con sus afluentes Berzocana, Garciaz y Tozos los principales cursos de agua de la Hoja.

3.1 UNIDAD PRECAMBRICA

De amplio desarrollo en la Hoja, constituye una extensa llanura peneplanaizada formada a expensas de los materiales prácticamente homogéneos del denominado C.E.G.: tectónicamente se corresponde con el gran anticlinorio Centro-Extremeño. La Penillanura se desarrolla desde la «alineación» Aldeacentenera-Retamosa con cotas que varían desde 600 a 450 metros, constituyendo una superficie suavemente inclinada hacia el NW. (0,6 % de pendiente).

Al SE. de esta «alineación» la penillanura queda totalmente enmascarada por fracturas NE.-SW. que originan los «bloques dislocados» de los Alijares, Garciaz y Sierra de Guadalupe y que articulan la «llanura de la Alta Extremadura» al NW. con la «llanura de la Serena» al SE.

Dentro de esta unidad es de significar la importancia de la fracturación en el encajamiento y trazado de la red fluvial, contrastando el trazado prácticamente rectilíneo y profundamente excavado (100 m. de desnivel) del río Almonte con el meandriforme y sin encajar del río Tozos (sobreimposición).

Con estas observaciones se confirman para esta Unidad, por una parte, la homogeneidad litológica del C.E.G. frente a los fenómenos de erosión y, por otra, el predominio de la tectónica de «fracturación» sobre la de «plegamiento» en la determinación y posterior evolución de las formas del relieve, siendo condicionantes en este caso las direcciones WNW.-ESE., NNW.-SSW. y NE.-SW.

3.2 UNIDAD PALEOZOICA

Se sitúa en el ángulo NE. de la Hoja. Tectónicamente se correspondería con el sinclinal de las Villuercas, constituyendo el relieve más sobresaliente de la zona, claramente condicionada por factores lito-estructurales, en el que destacan las «cuarcitas armoricanas» como elemento principal constructor del relieve, que se disponen en dirección NW.-SE. y se corresponden con los flancos del sinclinal de Santa Lucía, anticlinal de Robledo-Ilano y sinclinal de Torneros-Viejas.

La Unidad Paleozoica muestra en la actualidad un relieve prácticamente invertido pero con características apalachenses. Los anticlinales están desmantelados aflorando el conjunto pizarro-grauváquico y cuarcítico-carbonatado anteordovicico, permaneciendo los sinclinales, en donde se conservan los materiales paleozoicos que en esta hoja sólo alcanzan al Ordovicico Superior.

Las Sierras se caracterizan por la fuerte inclinación de sus laderas y la frecuente terminación en «risco» de los relieves de cuarcita culminante. Los núcleos sinclinales están marcados por un conjunto de valles y lomas paralelas a las sierras y que se corresponden con otros niveles competentes (areniscas y cuarcitas) mientras que los valles y zonas intermedias se desarrollan en materiales blandos y fácilmente erosionables (pizarras).

La morfología de los núcleos anticlinales, con materiales litológicamente homogéneos depende sobre todo del encajamiento de la red fluvial, a partir de un aplanamiento más antiguo y probablemente correlacionable con la superficie penillanura de la Alta Extremadura.

3.3 UNIDAD NEOGENA

Sobre la penillanura precámbrica y el relieve de tipo apalachiano en el paleozoico se deposita un conjunto de materiales que son los sedimentos originados por la continuación del «apalachismo», los cuales se disponen al pie de los relieves montañosos en forma de extensos «glacis de acumulación», y que se les designa con el nombre de rañas. Las rañas se conservan sobre todo al N. y NE. de la Hoja, adosadas a los relieves cuarcíticos, donde tienen su área fuente.

Topográficamente aparecen como grandes mesetas o plataformas fragmentadas y digitadas por valles bien marcados, originados por los procesos de erosión actuales.

4 PETROLOGIA

4.1 GRANITO PORFIDICO DE DOS MICAS. BATOLITO DE TRUJILLO (2)

El batolito de Trujillo ocupa aproximadamente unos 90 Km². de superficie, de los que tan sólo 3 Km². aproximadamente corresponden a la Hoja de Aldeacentenera, ocupando la esquina SW. de la misma.

Morfológicamente es un granito uniforme, con un relieve de tipo berrocal poco desarrollado y que resalta ligeramente sobre la penillanura pizarroso-grauváquica circundante.

El granito de Trujillo es similar a los conocidos en la literatura geológica regional con los nombres de Montánchez y Albalá.

Se trata de un batolito con estructura zonal, presentándose en el núcleo las facies más finas y leucocráticas, representadas por granitos ácidos que pasan gradualmente a otros de composición más calcoalcalina, que constituyen la periferia del macizo y que corresponden a las «facies» que afloran en esta Hoja.

Macroscópicamente es una facies leuco a melanocrática en la que destaca la gran proporción de megacristales tabulares de feldespato potásico con un gran desarrollo (5-6 cm.), que presentan en muchos casos una orientación preferente, estado rodeados de una mesostasis granítica de grano medio. A veces resaltan en él cristales exagonales de cordierita apreciables incluso a simple vista.

El tamaño de grano de la roca es medio, si se exceptúan los megacristales, presentando la biotita en general mayor proporción que la moscovita. El cortejo filoniano acompañante (*stockwork*), de cuarzo y pegmatita es bastante escaso y con poco desarrollo, al menos en la periferia, aunque en el borde occidental del batolito (Hoja de Trujillo número 12-28) aparecen pequeños diques pegmatíticos que presentan indicios de casiterita-wolframita.

4.1.1 Caracteres microscópicos del granito porfídico de dos micas

Son granitos con textura porfídica hipidio o xenomorfa y grano medio a grueso.

Los componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita.

El cuarzo pertenece fundamentalmente a dos generaciones: una precoz encerrada dentro de los feldespatos y otra tardía, alotriomorfa y de grano más grueso, posterior a la mayoría de los feldespatos y las micas. Las plagioclásas son de dos tipos: unas del tipo oligoclasa cálcica, las más abundantes, que pueden llegar a formar cristales tabulares, maclados y zonados, a veces muy grandes y otras, intersticiales, de tipo albítico. El feldespato potásico forma los fenocristales y así mismo cristales de la matriz; corresponde generalmente a microclina, si bien en ocasiones se observa la presencia de un feldespato anterior de microclinidad menos elevada. La biotita puede ser anterior o posterior a las plagioclásas, forma agregados o láminas aisladas de tamaño medio y contiene siempre numerosas inclusiones de ópacos, circón y apatito. La moscovita puede ser de tres generaciones: precoz, de pequeño tamaño, incluida en los feldespatos; intermedia, procedente de la transformación de biotita, a la cual se asocia y que es la más abundante; y tardía, por alteración de los feldespatos y la cordierita. Esta última es precoz, a veces idiomorfa, generalmente pinitizada, muy distinta de la que aparece en el metamórfico encajante que es xenomorfa y extraordinariamente poiquilitica. Lo mismo ocurre con la andalucita que es pleocroica mientras que en las corneanas vecinas es morfológicamente igual al mineral anterior.

Entre los minerales accesorios, los más importantes son: turmalina, tardía, reemplazando a los feldespatos; clorita, debida a la alteración de la biotita, y en ocasiones con neoformación de feldespato potásico; y rutilo, apatito y circón, siendo muy abundantes los dos últimos.

4.2 DIQUES DE CUARZO (1)

Se han representado en cartografía una serie de diques de relleno de fractura de direcciones próximas a NW.-SE., que aunque tienen escasa potencia (1-5 m.) presentan un desarrollo longitudinal bastante apreciable, en algunos casos de varios kilómetros, pero sobre todo porque en «campo» son fáciles de visualizar y reconocer dentro de la monotonía de las formaciones precámbricas, y así resultan más fáciles de localizar y situar los niveles de paraconglomerados.

Están constituidos exclusivamente por cuarzo, encontrándose accesorialmente pequeñas micas blancas y granos de minerales opacos. Frecuentemente la estructura es brechoide, observándose cristales fragmentarios de cuarzo anguloso que están rodeados por una mesostasis silícea casi cripto-cristalina.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Considerando que los datos y observaciones que pueden obtenerse dentro de la Hoja son muy parciales, y con el fin de dar una visión más completa y coherente de la evolución geológica, se han tenido en cuenta las informaciones de otras hojas próximas, sobre todo las situadas al N. y SE. de ésta y que pertenecen al mismo bloque estratigráfico-estructural.

Como ya se mencionó, los materiales más antiguos que afloran en esta hoja pertenecen al Precámbrico Superior. Comienzan con una potente serie que presenta notables características turbidíticas (¿distales?).

En el Precámbrico terminal (Vendiense) y como consecuencia de una evolución de la cuenca a ambientes más someros, se produce una sedimentación de plataforma, en esta zona submareal, constituida por secuencias de limolitas y areniscas, niveles de alta energía con conglomerados y canales de areniscas groseras con ripples; estas facies terrígenas presentan intercalaciones calcáreas formadas principalmente por calizas y dolomías ligadas al crecimiento de mallas planares de algas y estromatolitos.

En el tránsito de una serie a otra, en zonas próximas [Hojas (14-27) y (15-27)] se han reconocido tramos de brechas intraformacionales, «facies desorganizadas» y *slumps* asimilables a una facies de talud, aunque no se descarta la existencia de una discordancia.

Todos estos materiales se ven afectados por la fase Cadomiense o Asintica.

Sobre el conjunto Esquisto-grauváquico y detritico-carbonatado plegado y erosionado se deposita una serie de materiales también detriticos, constituida por limolitas, areniscas y cuarcitas en facies inter y submareal con características similares a la formación Azorejo, y tramos carbonatados

perimareales (calizas de la Estrella y de los Navalucillos) correspondientes ya al Cámbrico Inferior.

La fase Sárdica se produce después del Cámbrico Medio y daría lugar a amplios y suaves abombamientos, al mismo tiempo que originarían acciones erosivas importantes en las áreas emergidas, quedando los materiales cámbricos restringidos en las zonas de surco.

No se han reconocido en toda la región materiales de edad Cámbrico-Medio o Superior, por lo que no se depositaron, que es lo más probable o han desaparecido totalmente (poco probable) como consecuencia de la erosión ligada a la fase Sárdica antes mencionada.

Los materiales paleozoicos posteriores a esta fase son por tanto discordantes con una superficie de erosión (d. erosiva cartográfica) sobre el Cámbrico, y con discordancia erosiva y angular sobre los precámbrios.

El Ordovícico Inferior (Tremadoc-Arenig) transgresivo se inicia con un conjunto conglomerático y una serie alternante cuarcítico-pizarrosa de potencia variable («capas intermedias») que no está presente en esta zona o tiene poco desarrollo, pero sí hacia el SE., en los Montes de Toledo.

Las estructuras tanto orgánicas como sedimentarias corresponden a un medio somero, probablemente entre las zonas intermareal y submareal.

Estas condiciones se mantienen durante la sedimentación de la «Cuarcita Armoricana» que puede representar un complejo de barras litorales progradantes.

El resto de la serie paleozoica consta de una sucesión de secuencias regresivas más o menos importantes, desde un ambiente de cierta profundidad (plataforma de baja energía) en las pizarras del Llanvirn-Llandeilo a las facies arenosas superiores (Caradoc-Ashgillense), dominadas por corrientes, probablemente de marea.

Dentro de la hoja de Aldeacentenera, el nivel de erosión actual impide la existencia de materiales paleozoicos más modernos, aunque en zonas próximas estructuralmente más favorables se conservan materiales del Silúrico.

Por consideraciones regionales todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero Inferior y Anteordovícico son deformados por la Orogenia Hercínica.

La Primera Fase de deformación, sin duda la más importante, da lugar a la aparición de pliegues que llevan asociada la esquistosidad de fractura S_1 observada claramente en el Paleozoico, Cámbrico y en los precámbrios.

La Segunda Fase Hercínica deforma a escala decakilométrica los pliegues de la Fase 1 y establece la actual disposición estructural de los precámbrios. Esta fase lleva asociada una esquistosidad S_2 de cizalla..

Con posterioridad a la fase principal de plegamiento tiene lugar el emplazamiento de los granites de la serie alcalina, en nuestro caso el Batolito

de Trujillo, que produce un metamorfismo de contacto en los materiales precámbricos intruidos.

Las fases póstumas consistirían en desgarres y fracturas.

Como consecuencia de la Orogenia Hercínica, la región, emergida, queda organizada en una serie de macroestructuras plegadas y falladas, sufriendo un intenso ataque erosivo, que para la región, y con los datos que se poseen, abarcaría desde el Estefaniense al Paleógeno.

Al final del Mesozoico, la fase Larámica de la Orogenia Alpina reactiva las fracturas, desnivelando el macizo y originando la Fosa del Tajo, donde se sedimenta un Terciario detrítico continental (Paleoceno y Mioceno).

Durante el Plioceno Superior, un rejuvenecimiento del relieve provocaría un «cuestionado» ciclo erosivo al que se le atribuye el depósito de las rañas en condiciones de extrema aridez ¿?, y que en realidad parece todo lo contrario, ya que las rañas se aproximan más a depósitos torrenciales y fluviales relacionados con climas con precipitaciones intensas, pero ocasionales.

En el Pleistoceno se establece una nueva superficie de erosión, en relación con ella se desarrollan los depósitos de glacis.

Durante el Holoceno, por último se produce un encajamiento de la red hidrográfica, obteniéndose la morfología actual.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Los indicios mineros de la hoja aparecen emplazados en materiales de edad Precámbrica, concentrándose fundamentalmente en el ángulo SE. de la Hoja.

Un rasgo significativo para todas las mineralizaciones es su falta de conexión con cualquier tipo de manifestación plutónica o volcánica, al menos con los datos que se disponen en la actualidad.

Podemos agruparlas en tres tipos fundamentales de mineralizaciones: Zn-Pb, Sb y Cu.

6.1.1 Mineralizaciones de Zn-Pb

De estas mineralizaciones, la más importante corresponde al Grupo Minero San Roque (Lambert, X-439,9; Y = 550,6).

El G. M. San Roque está constituido por tres cuerpos mineralizados de dirección N.-NW. subparalelos al encajante y buzando 70-75°W. Sobre el terreno aparecen unos 400 metros de «labores de superficie» sobre el filón principal. La potencia de los filones, bastante constante, varía de 0,30 a 1,5 metros, presentando una mineralización útil media de 0,20 metros.

La mineralización se presenta normalmente masiva (interestratificada con la roca sedimentaria encajante), aunque, a veces, puede aparecer diseminada, o de carácter fisural, rellenando grietas en las rocas adyacentes; en la mineralización no son frecuentes ni las brechas ni las geodas (filón compacto).

Su paragénesis simple está constituida por esfalerita dominante sobre galena, pirita y sulfosales de Pb-Sb; la ganga bastante escasa es sobre todo de cuarzo, dominando sobre carbonatos.

La mineralización Zn-Pb del Grupo Minero San Roque parece muy interesante desde el punto de vista metalogénico y minero; por lo que el IGME está en la actualidad investigando si este yacimiento, junto con el resto de las mineralizaciones Pb-Zn de Extremadura pueden corresponder a un tipo de mineralizaciones (Cu-Pb-Zn) caledonianas de «tipo estratoide» hasta ahora desconocidos en la Península Ibérica.

Esta hipótesis estaría basada en las características morfológicas y estructurales de la mineralización, con relaciones de aparente concordancia con las rocas encajantes, su paragénesis simple y la particularidad del ámbito encajante, ya que la mineralización se localiza en determinadas facies del Complejo Esquisto-Grauváquico; estos rasgos confieren al yacimiento unas características especiales dentro del conjunto de mineralizaciones Pb-Zn de la Alta-Extremadura.

En las proximidades de Retamosa y al SSE. de San Roque (Mina del Piojo) existen mineralizaciones del «tipo» San Roque aunque más pobres en cuanto a labores y mineral.

La Mina del Baldío del Urgullón (Lambert X-442,4; Y-556,4), situados al NW. de Torrecillas de la Tiesa, son pequeñas labores constituidas por un pequeño pozo y una trinchera de 5 metros aproximadamente, la mineralización es de galena y cuarzo y la dirección del filón parece ser NE.-SW.

6.1.2 Mineralizaciones de Sb

Corresponden estas mineralizaciones al Grupo Minero Suerte y al denominado Pozo Canela.

El Grupo Minero Suerte está situado en las proximidades del denominado Cortijo del Agujoncillo (Lambert X-437,8; Y-446,8).

Las labores, muy deficientes de observación constan de un pozo cegado de unos 20 metros y una bocamina también cegada, alineada con el pozo según dirección N. 120° E., siendo la dirección filoniana próxima a N. 100° E., la dirección de las capas y la esquistosidad más penetrativa en el entorno de la mina es próximo a la N.-S.

Petrográficamente, las rocas encajantes son metagrauvacas con textura blastosómica de grano fino y clastos de hasta 0,5 milímetros, que aparecen

rodeados por una matriz microcristalina algo recristalizada y generalmente orientada que suele constituir el 60-70 % de la roca; las «pizarras» son filitas con texturas grano y lepidoblásticas.

La mineralización es de carácter filoniano, con filones de relleno de un sistema de fracturas de dirección principal próximo a los E.-W. (N. 90°-100° E.), con buzamientos subverticales y potencias reducidas de la mineralización de aproximadamente 5 centímetros, variando entre 3 y 15 centímetros. La disposición de la mineralización en los filones se presenta de diversas formas:

- Masas de estibina microgranuda, en parte alterada a ocres de Sb con algún grano de cuarzo subredondeado de primera generación.
- Estibina laminar, parcialmente transformada en ocres de Sb, que rellena fisuras de cuarzo masivo.
- Masas irregulares de estibina granuda y laminar junto con berthierita llenando fisuras y huecos en el cuarzo masivo, con textura en mosaico de segunda generación.

La paragénesis del yacimiento es simple y pertenece al tipo Q-Sb; los minerales hipogénicos son estibina, berthierita, pirita-melnikovita, marcasita, arsenopirita y antimonio nativo; los minerales supergénicos son ocres de antimonio y la ganga es de cuarzo (Gumiel, 1982).

Otra mineralización de antimonio es el indicio denominado Pozo Canela (Lambert X-439,6; Y-551,9) situada al Norte del G. M. San Roque.

En el pozo aparece un filoncillo de dirección próxima a NE. buzando de 80 W. a vertical. Presenta una potencia de caja de 10 centímetros; se puede observar un mineral gris, micro a mesogranudo, inalterado constituido por berthierita y estibina en una ganga de cuarzo y carbonatos tipo siderita.

6.1.3 Mineralizaciones de Cu

Las mineralizaciones de Cu corresponden al indicio de La Favorita (Lambert X-441,6; Y-551,2) situada al W. del G. M. San Roque en el río Berzocana.

El indicio lo constituyen tres filones groseramente alineados en una corrida próxima a los 1.500 metros y con una potencia de 1-1,5 metros, con dirección N. 35°-50° E. y buzamientos verticalizados, estando los dos septentrionales pobemente mineralizados. En la mina, situada más al Sur, las labores corresponden a un pequeño socavón y un pocillo; la paragénesis está constituida por calcopirita, pirita y cuarzo, presentando la mineralización unas brechas muy típicas con clastos del material encajante cementados por la mineralización y por cuarzo con geodas muy abundantes.

6.2 CANTERAS

En la zona no existe ninguna explotación permanente de rocas apropiadas para su utilización industrial; únicamente destacan dos tipos de materiales que han sido o son explotados intermitentemente:

— *Gravas*: Las explotaciones de este material se sitúan en las formaciones aluviales del río Almonte y en menor proporción en «rañas» y coluviales.

Las gravas aluviales y de «rañas» están constituidas por cantos cuarcíticos redondeados o subredondeados, con matriz aren-arcillosa. En general presentan un régimen de explotación intermitente a largo plazo, dependiendo de las necesidades locales.

En los aluviales la explotación es sencilla, los accesos regulares-malos y las reservas medianas-pequeñas, presentándose problemas en cuanto a continuidad del yacimiento, dadas las irregularidades de la formación tanto en la vertical como en la horizontal.

— *Rocas carbonatadas*: Se han explotado los niveles carbonatados del Precámbrico Superior para la obtención de cal, en la actualidad no tienen ningún interés y sus reservas son prácticamente nulas.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Aldeacentenera tiene un interés muy escaso desde el punto de vista hidrogeológico, dado el tipo de materiales aflorantes.

Las rocas precámbricas y paleozoicas se pueden considerar de baja o nula porosidad y permeabilidad, quedando limitada prácticamente a la fracturación, por donde se desarrollan los procesos de infiltración y circulación de aguas subterráneas, y, por lo tanto, en sistemas escasos, irregulares y aislados.

Las captaciones de agua más importantes se hacen en los torrentes mediante obras de mampostería y saneado de manantiales; en la penillanura precámbrica, y sobre todo para la ganadería, se recurre a la construcción de pequeñas presas de tierra excavadas en zonas de vaguada.

Para el abastecimiento de los núcleos urbanos se han recogido los siguientes datos.

Existe un embalse mancomunado en el término de Madroñera, para el suministro de cuatro pueblos: Aldeacentenera, Aldea de Trujillo, Madroñera y Torrecillas de la Tiesa, pero debido a las extremas condiciones climatológicas quedó inutilizado desde el mes de mayo (1983).

En Aldeacentenera la Diputación Provincial de Cáceres realizó varias perforaciones con los siguientes resultados:

- Seis sondeos con profundidades comprendidas entre 40-70 metros han dado caudales nulos o inapreciables.
- Un sondeo de 106 metros con un caudal de 1 l./s. y otro de 94 metros con 2 l./s.; en el primer caso parece que a caudal estabilizado, pues bombean durante 90 horas sin agotar el pozo. Las perforaciones van entubadas en PVC de 170 mm. Ø.

En Torrecillas de la Tiesa hay un pozo de 60 metros y 170 mm. Ø que se sobreexplota con un caudal de 12 l./s. agotándose el pozo en pocos minutos, aunque la recuperación también es muy rápida.

Retamosa se abastece de un manantial captado en las cuarcitas paleozoicas.

Deleitosa se abastecía también de manantiales, pero este año han captado dentro del sinclinal paleozoico las aguas superficiales de «La gargantilla» y del «Venero frío» mediante una presa de mampostería, bombeando el agua hasta un depósito intermedio en el Collado de La Cruz de La Garganta, y luego por gravedad llega al depósito regulador.

7 BIBLIOGRAFIA

- BOUYX, E. (1970).—«Contribution à l'étude des formations Anté-Ordoviennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Min. Inst. Geol. Min.*, núm. 73.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la Provincia de Cáceres». *Bol. IGME*, LXXXII-II, pp. 147-151.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977b).—«The precambrian in the central part of the iberian Massif». *Estudios geol.* 33 (4), pp. 343-555.
- DE SAN JOSE, M. A. (1983).—«El complejo sedimentario pelítico grauwáquico». *Libro Jubilar de J. M. Ríos*, Tomo I, tema I, cap. II 2.3.2, pp. 91-100. IGME.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1976).—«El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque-Gualija. (Provincia de Cáceres. España.)» Comunicaciones del Servicio Geológico de Portugal.
- GIL SERRANO, G. (1981-1982).—Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.^a serie, Hojas núms. 14-28 Logrosan y 13-28 Madroñera.
- GUMIEL MARTINEZ, P. (1982).—«Metalogenia de los yacimientos de Antimonio de la Península Ibérica». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres». *Est. Geol.*, vol. XXVII., pp. 177-180.

- HERRANZ, P.; DE SAN JOSE, M. A., y VILAS L. (1977).—«Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Est. Geol.* 33, pp. 327-342.
- IGME (1971).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja 52, Talavera de la Reina». IGME.
- (1980).—«Investigación geológico-minera para Pb-Zn-Sb en las áreas de Castuera, San Roque, Navezuelas y Plasenzuela».
 - (1981).—«Investigación de Pb-Zn-Sb en el área de Aldeacentenera y Alburquerque».
 - (1981-82).—«Investigación de Pb-Zn y Cu en las reservas del Estado de Extremadura».
 - (1982).—«Obras de realización de sondeos en la reserva de Aldeacentenera».
 - (1982).—«Obras de recuperación de labores en el Grupo Minero San Roque (Aldeacentenera)».
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MARTINES RIUS, A. (1983).—«La estructura de la Extensión SE., de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado». *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Tomo I*, tema II.4.6, pp. 477-490. IGME.
- LOTZE, F. (1970).—«El Cámbrico en España». *Mem. del IGME*, núm. 75, 256 pp.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases Sárdicas en los Montes de Toledo. Consecuencias geotécnicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 55-58 (1977).
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a serie. Hoja núm. 12-26. Serradilla».
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTANON, L. G. (1982).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a serie. Hoja núm. 11-26. Cañaveral».
- MONTESERRIN LOPEZ, V. (1981-83).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a serie. Hojas núms. 15-27, Sevilleja de la Jara; 14-26, Valdeverdeja; 13-26. Jaraicejo».
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa», vol. IGME, t. LXXXV.
- (1975).—«Oliscostromas, fango-conglomerados y *Slump-folds*. Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, en el anticlinal de Valdelacasa (Provincia de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Studia Geológica*, vol. 31 (1975).
 - (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico-Terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia, ausencia de Cámbrico». *Studia Geológica* 12.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«La edad de las series Ordovícicas y Cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Brevioria Geol. Asturica*, XX, núm. 1.

- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le Torbiditi del l'Appenino Setentrionale: introduzione al l'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, páginas 161-199.
- NOZAL MARTIN, F. (1981-83).—«Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. 2.^a serie. Hojas núms. 15-28, Minas de Santa Quiteria; 14-27, Castañar de Ibor; 13-27, Aldeacentenera».
- OEN ING, SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central Portugal». *Bol. Geol.* 81 (2-3), pp. 271-298.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1965).—«El sinclinal del Guadarranque (Cáceres)». *Estudios Geológicos*, vol. XI, pp. 409-436.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F. (1981).—«El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica. Salamanca*, XVI, pp. 103-121 (1981).
- SOS BAYNAT, V. (1955).—«Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres)». *Estudios Geográficos CSIC*, núm. 61 (1955).
- TAMAIN, G. (1973).—«L'Alcudien et le Précambríen du Sud de la Meseta Ibérica». *c.r. Acad. Sci. Paris (Serie D)* 276.
- (1975).—«Mégatectonique, lineaments et fracturation profonde dans la Meseta Ibérica». *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* (2). Vol. XVII, fasc. 4, pp. 375-392. París.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España, el problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y las Sierras de Cáceres y norte de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 419-425. CSIC.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979).—«La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de la región de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana)». *Tecniterraes* 5-1.
- VILAS, L.; PELAEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979).—«El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor (I). Zona de la Calera (Cáceres)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (geolog.)* 77, pp. 141-152.
- WALTER, R., et. al. (1982).—«Contribuciones al conocimiento del Precámbrico y Paleozoico Inferior de los Montes de Guadalupe (España-Central)». *Munstersche Forschungen zur Geologie und. Paläontologie Heft.* 56 Muster 1982.
- ZAMAREÑO, I.; VEGAS, R., y MORENO, F. (1976).—«El nivel carbonatado de los Navalucillos y su posición en la sucesión Cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (Centro de España)». *Brevioria Geol. Asturica* 20 (4), pp. 56-64.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA