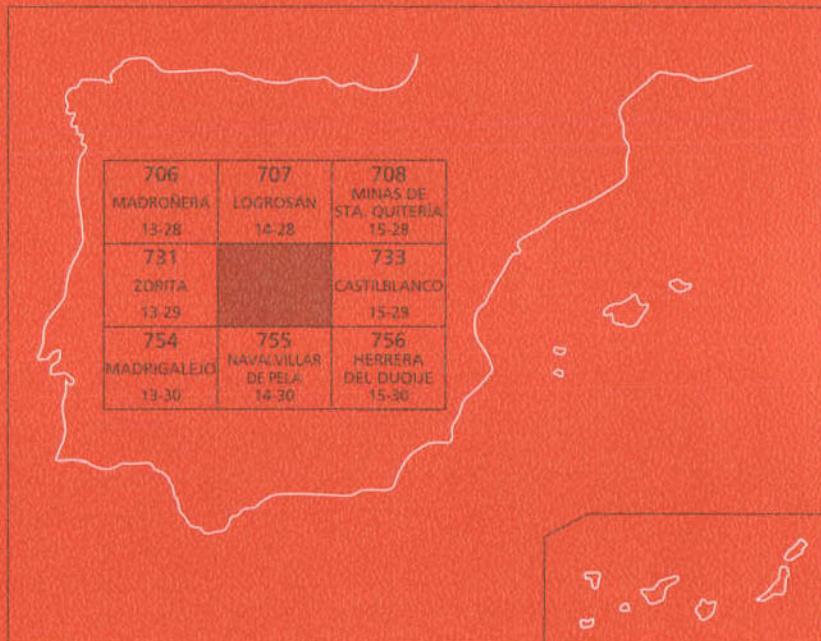




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VALDECABALLEROS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VALDECABALLEROS

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 39892-2004
ISBN: 84-7840-552-6
NIPO: 405-04-013-03

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria Explicativa de la Hoja de Valdecaballeros ha sido realizada por Inima bajo normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido las siguientes autores:

Mapa y cortes geológicos

F. Moreno (ENADIMSA)
J. Matas (ENADIMSA)
F. Leyva (ENADIMSA)

Mapa geomorfológico

F. Moreno (ENADIMSA)

Memoria

Introducción, estratigrafía, tectónica, geomorfología, historia geológica y recursos minerales:

F. Moreno (ENADIMSA)
J. Matas (ENADIMSA)
F. Leyva (ENADIMSA)

Rocas ígneas y petrología:

A. Díez Montes (ENADIMSA)

Geoquímica:

J. V. de la Fuente (ENADIMSA)

Hidrogeología:

A. Carrasco (ENADIMSA)

Paleontología:

J. C. Gutiérrez Marco (CSIC)

Dirección y supervisión del IGME

V. Monteserín

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	11
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	12
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. PRECÁMBRICO	14
2.1.1. Introducción	14
2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I	18
2.1.2.1. Formación areniscas de estomiza (3) (rifeense superior-vén-dico inferior)	18
2.2. PALEOZOICO	22
2.2.1. Introducción	22
2.2.2. Arenig (4)	22
2.2.3. Cuarcita armoricana (5) (Arenig)	24
2.2.4. Capas Pochico (6) (Arenig superior)	26
2.2.5. Ordovícico medio. Grupo Navatasierra (7 y 8). Llanvirn inferior-Llan-deilo superior	27
2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera	30
2.2.6.1. Cuarcita de Cantera o de la Cierva (9). Llandeilo superior ..	30
2.2.6.2. Pizarras de Cantera o intermedias (10). Caradoc	31
2.2.7. Ordovícico terminal, silúrico y devónico inferior	32
2.2.7.1. Pelitas con fragmentos (11). Ashgill terminal	32
2.2.7.2. Cuarcita de Las Majuelas, Pelitas con fragmentos y cuarcita de criadero (12). Silúrico (llandoveryense inferior)	34
2.2.7.3. Grupo Cerro Escudero (13). Silúrico	36
2.2.7.4. Cuarcita del Cerro Doradillo (14) (devónico basal)	38
2.2.7.5. Formación Valdenmedio (15). Devónico inferior	38
2.3. TERCIARIO	39
2.3.1. Formación Madrigalejo	40

2.3.2.	Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (16 y 17)	40
2.3.3.	Glacis rojo (18). Neógeno inferior	42
2.3.4.	Formación Valdeazores. Mioceno inferior-Plioceno	43
2.3.4.1.	Limos, arenas, lutitas y gravas (19). Mioceno inferior-Plioceno	43
2.3.4.2.	Conglomerados, gravas y arenas (20). Plioceno	44
2.4.	CUATERNARIO (21), (22), (23), (24), (25), (26), (27), (28), (29) Y (30)	44
3.	TECTÓNICA	46
3.1.	ENCUADRE REGIONAL	46
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	49
3.3.	ETAPAS DE DEFORMACIÓN	50
3.3.1.	Deformaciones prehercínicas	50
3.3.2.	Deformación hercínica	51
3.3.3.	Movimientos alpinos	58
3.4.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	59
3.4.1.	Introducción	59
3.4.2.	Metodología	59
3.4.3.	Accidentes neotectónicos	59
3.4.4.	Anomalías geomorfológicas, lineales y anomalías gravimétricas	60
3.4.5.	Sismicidad	60
3.4.6.	Sismotectónica	62
4.	PETROLOGÍA ÍGNEA	63
4.1.	ROCAS PLUTÓNICAS. MACIZO DE LOGROSÁN (2)	63
4.2.	FILONES DE CUARZO (2)	66
4.3.	METAMORFISMO	66
4.3.1.	Metamorfismo regional	66
4.3.2.	Metamorfismo de contacto	67
4.4.	GEOQUÍMICA	68
5.	GEOMORFOLOGÍA	81
5.1.	FISIOGRAFÍA	81
5.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	81
5.2.1.	Estudio morfoestructural	81
5.2.2.	Estudio del modelado	83
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	87
5.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	88
5.5.	MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE. TENDENCIAS FUTURAS	90
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	91
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	98
7.1.	RECURSOS MINERALES	98
7.1.1.	Minerales metálicos	98
7.1.2.	Minerales no metálicos	101
7.1.3.	Rocas industriales	101

7.2. HIDROGEOLOGÍA	102
7.2.1. Características hidrogeológicas	102
7.2.2. Climatología	107
7.2.3. Hidrología	107
7.3. CARACTÉRISTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	108
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	109
7.3.1.1. Área I	109
7.3.1.2. Área II	109
7.3.1.3. Área III	110
7.3.1.4. Área IV	111
7.3.1.5. Área V	111
7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	112
7.4.1. Descripción de los puntos de interés	112
8. BIBLIOGRAFÍA	113

1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja Geológica se ha realizado dentro de un Proyecto de Estudio Geológico más amplio que incluye las Hojas de Zorita (731), Valdecaballeros (732), Madrigalejo (754), Navalvillar de Pela (755), Puebla de Alcocer (780), Cabeza de Buey (806) y Chillón (807). La superficie abarcada por el conjunto de las Hojas ha permitido abordar los diferentes temas desde un punto de vista más regional, lo que se refleja en las cartografías y memorias de cada una de las Hojas elaboradas.

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Valdecaballeros, número 732 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el interior de la Meseta Ibérica, al sur de la provincia de Cáceres, y norte de la de Badajoz, el límite provincial transcurre de Norte a Sur por el centro de la Hoja.

Se ubica al norte de la comarca de las Vegas Altas en el límite de la de Las Villuercas y administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Extremadura.

La superficie de la Hoja está despoblada casi en su totalidad, en el límite oriental se encuentra parte del núcleo de Valdecaballeros cuya población está en franca recesión a causa de la paralización de las obras de la central nuclear, que se encuentra a unos 6 km al N de ella. También en la esquina noroccidental a 1 km al N de la Hoja se encuentra Logrosán. En el resto, no existen núcleos de población, ni siquiera caseríos, incluso las fincas generalmente sólo se utilizan como vivienda durante la jornada.

La actividad económica exclusiva en la zona es la ganadería extensiva, tanto de ganado bovino como ovino y algunos sectores se utilizan como pastos estacionales. En las zonas de sierra hay varias fincas dedicadas a la caza mayor.

En el año 1994 se iniciaron las obras de una presa en el Gargáligas al pie de la Sierra de Los Pasillos, que inundará una gran extensión del propio valle y en el año 1995 se iniciaron los trabajos para una presa de menores dimensiones en el río Ruecas, límite occidental de la Hoja. Con las presas en construcción de Sierra Brava (Hoja de Zorita), Ruecas y Gargáligas se

pretende embalsar un gran volumen de agua, que contribuirá al sistema de riego de las Vegas Altas.

El paisaje de casi la totalidad de la Hoja es el típico de la dehesa extremeña, con lomas suaves cubiertas de encinas y escaso sotobosque. Hay sectores con mayores pendientes como el Norte de la Hoja y la Sierra de Los Pasillos y del Manzano (al SE), en donde la vegetación es de pinar muy denso y matorral cerrado, que las convierte en laderas inaccesibles.

El relieve es suave en general, con una franja asociada al río Gargáligas que recorre de NE a SO la Hoja que se mantiene en cotas inferiores a los 400 m, y que va subiendo hacia el NO hasta cotas de 600 m con el pico más alto del Cerro San Cristóbal (679 m) en el Macizo de Logrosán; sólo hay pendientes fuertes en los bordes del abanico de Las Villuercas. Hacia el SE se levantan los relieves cuarcíticos de la Sierra de Los Pasillos, que aunque no alcanzan alturas superiores a los 600 m, proporcionan un accidentado relieve propio de alta montaña, acentuado por los bordes del Embalse de García Sola.

La totalidad del drenaje pertenece a la Cuenca del Guadiana a favor de los ríos principales Ruecas, Cubilar y Gargáligas, que corren de NE a SO, con todos sus arroyos contribuyentes de cauce estacional. Los arroyos de Valdefuentes y Almagrera, también estacionales, vierten directamente al Guadiana con direcciones NO-SE.

Las Sierras de Barbas de Oro, de Los Pasillos y del Manzano, condicionan estructuralmente la morfología de los cauces, que discurren por los tramos lutíticos de la serie paleozoica, o los depósitos terciarios. En el resto de la Hoja la geometría es dendriforme abierta, excepto el río Ruecas que transcurre por el borde del Terciario y está condicionado por una falla reciente.

La red de carreteras asfaltadas se limita a cuatro comarcas, en muy buen estado, que comunican Guadalupe con Valdecaballeros y Navalvillar de Pela y la comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros por el borde del Embalse de García Sola. La escasa actividad económica ha condicionado que tampoco exista una red intensa de caminos transitables con coche, algunos de ellos están ya abandonados, por lo que el acceso a muchos sectores de la parte centro-oriental sólo es a pie.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se sitúa en la parte centro-meridional del Macizo Hespérico. En la Zona Lusitano-Alcúdia de LOTZE (1945), o en la Zona Centro-ibérica de JULIVERT, *et al.* (1972).

Esta Zona se caracteriza por grandes pliegues verticales, que marcan una geografía propia, con sincinales paleozoicos que proporcionan los relieves más altos, y grandes extensiones deprimidas en las que afloran los materiales detríticos preordovícicos en los núcleos anticlinales.

La Zona Centro-ibérica ha sido dividida por HERRANZ, *et al.* (1977) en dos sectores, el de los Montes de Toledo y el de Alcudia-Alta Extremadura, en función de la presencia o ausencia de materiales cámbicos. Esta Hoja está en el sector Alcudia-Alta Extremadura, y concretamente en la parte central del Anticlinorio Centro extremeño que es una de las grandes estructuras

de esta Zona LÓPEZ DÍAZ (1993). En este sector, el Ordovícico inferior, predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbricos.

Esta Hoja está cubierta en su mayoría por depósitos neógenos y cuaternarios pertenecientes a la Cuenca Media del Guadiana, subcuenca Miajadas-Madrigalejo. En la esquina noroccidental, al norte del río Ruecas, afloran materiales precámbricos, en los que intruye el Macizo de Logrosán. Y en la parte oriental se encuentra la terminación noroccidental del sinclinal paleozoico de Herrera del Duque.

1.3. ANTECEDENTES

El avance en el conocimiento geológico de esta Zona ha sido importante en la última década. En los materiales paleozoicos las cartografías más recientes del MAGNA y los estudios específicos sedimentológicos y estratigráficos realizados en diversos sectores, permiten levantar unas series con gran precisión litoestratigráfica, y plantearse la evolución paleogeográfica de este sistema, en base al establecimiento de secuencias deposicionales.

En cuanto a los depósitos preordovícicos, aún permanecen las discrepancias en la serie general, las diferentes unidades que los componen, las relaciones entre ellas y su edad. Las primeras referencias se encuentran en CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955), aunque fue OENING SOEN (1970), quien estableció el Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), como una unidad litoestratigráfica que engloba todas las series preordovícicas de la Zona Centro Ibérica (ZCI), a la que pertenecen la mayoría de los materiales que aparecen en los núcleos anticlinales.

En los trabajos iniciales el CEG formaba una secuencia única, sin discordancias internas o con discontinuidades de carácter local, VEGAS (1970-1971); CAPOTE, *et al.* (1971-1977); PARGA y VEGAS (1971); MORENO (1974-1977); VEGAS, *et al.* (1977), y ROIZ y VEGAS (1980).

En estudios más recientes otros autores han establecido la presencia de discordancias o discontinuidades dentro del CEG, si bien hay algunas discrepancias en cuanto a su naturaleza y extensión. BOUYX (1970) citó por primera vez una discordancia intraprecámbrica en el Anticlinal de Esteras. CRESPO y REY (1971) distinguen en el Valle de Alcudia las unidades Alcudiense Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. En el domo de Abenojar, CRESPO y TAMAIN (1971) encuentran la misma discordancia intraalcudiense, estableciendo su cartografía, edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

SAN JOSÉ (1984) realiza una revisión de los trabajos sobre los materiales preordovícicos de la Zona Centro-Ibérica y divide a estas series en Alcudiense y Grupo Superior, separados por una discordancia que sitúa en el Nivel de Fuentes, localmente Brecha de Navalpino.

A partir de 1984 se llevó a cabo el Proyecto Hespérica de investigación minera, realizado por MAYASA, en él que se realizó un estudio de toda la Zona Centro-Ibérica meridional, que supuso un avance importante en el conocimiento geológico regional, plasmado en varias publicaciones. En ÁLVAREZ NAVA, *et al.* (1988) se resume esta investigación, con la idea de la existencia de tres grupos de materiales en el CEG, si bien no hay un acuerdo sobre la importancia y características de sus límites.

LÓPEZ DÍAZ (1994), en el Anticlinal de Navalpino, define tres grupos litológicos. Uno más antiguo, Grupo Domo Extremeño de edad Rifeense-Vendíco Inferior; sobre él en discordancia el Grupo Ibor-Navalpino de edad Vendíco Superior; y discordante sobre estos dos, el Grupo Valdelacasa de edad Cámbrico Inferior.

La escasez de datos paleontológicos tampoco permite precisiones sobre la edad, si bien las establecidas por SAN JOSÉ (1984) siguen corroborándose en trabajos posteriores.

Los trabajos sobre los depósitos paleozoicos son más concretos PUSCHMAN (1964-1970), establece una serie estratigráfica para el Devónico en el Sinclinal de Herrera del Duque. RANSWEILER (1968), estudia la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al Norte de Herrera del Duque. MORENO, F. (1977), en su Tesis Doctoral efectúa un estudio completo de los Montes de Toledo occidentales con descripciones de la estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico inferior. ROBARDET, VEGAS y PARÍS (1977) describen el techo del Ordovícico.

Por último, merece especial mención en la Hoja Geológica de Herrera del Duque PIEREN y NOZAL (1989), tanto la cartografía como la memoria de estos materiales.

En cuanto a la bibliografía sobre el Terciario de la Cuenca del Guadiana, es escasa. Los primeros estudios corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ROSSO DE LUNA, I., que en los años cuarenta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa Geológico de España. Posteriormente sólo han proporcionado datos puntuales con descripciones litológicas de interés en algunos trabajos de investigación minera, pero carecen de una visión completa de la Cuenca y su evolución durante el Terciario. Estudios más modernos aunque parciales, se encuentran en las Hojas MAGNA, realizadas en la Cuenca, por SANTOS GARCÍA, et al. (1980); ARRIOLA, et al. (1983), y JORQUERA, et al. (1985) y la Hoja de Villanueva de La Serena (en prensa); en las que se encuentran definidas las unidades litológicas de la Cuenca.

Si las referencias bibliográficas a nivel regional son numerosas, concretamente en la Hoja de Valdecaballeros, los trabajos precedentes son escasos. A parte de las síntesis regionales como el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1987) y el Mapa Geológico de España a E. 1:1.000.000 (1995), sólo cabe citar, el Proyecto «Programa de Investigación de Radioactivos» (E.N. ADARO para la DGM, 1977) que incluye «Reconocimiento Geológico Minero de la Cuenca Terciaria de Don Benito», «Estudios Especiales para Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana» y «Sondeos Mecánicos para Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana», «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (E.N. ADARO-MAYASA, 1991), «Investigación de Arcillas en las Areas de Miajadas-Madrigalejo» (E.N. ADARO, 1993), e «Investigación en el Area de Logrosán» (MAYASA), todas ellas sin publicar.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Valdecaballeros afloran cuatro unidades geológicas diferentes, con una extensión superficial muy desigual. La unidad con mayor afloramiento la constituye los sedimentos neógenos y cuaternarios, que ocupan una amplia franja, que cruza la Hoja con dirección NE-SO. Pertenecen a la Cuenca Media del Guadiana. Dentro de esta Hoja estos materiales se pueden agrupar en tres conjuntos sedimentarios.

El inferior de edad Paleógeno superior-Mioceno inferior, establecida por correlaciones regionales, está representado por la Fm. Madrigalejo. Forma parte de la cuenca terciaria inferior, que está afectada por la tectónica alpina, y compartimentada en varias subcuenca; situándose esta Hoja en la subcuenca Miajadas-Madrigalejo.

El intermedio de edad Mioceno inferior-Plioceno, está representado por un gran abanico aluvial cuyo ápice está en Las Villuercas y que se extiende de manera espectacular por el Norte de esta Hoja.

El otro conjunto lo forman los diferentes depósitos cuaternarios, de rañas, aluviales y coluviales.

La subcuenca de Miajadas-Madrigalejo tiene unas dimensiones de 70 x 15 km, elongada según la dirección ENE; que coincide sensiblemente con el cauce del río Gargálidas. El relleno de la Cuenca son depósitos continentales, en su mayoría detríticos: arenas, conglomerados, limos y arcillas; sólo se han localizado finos horizontes carbonatados, formando paleosuelos de caliche intercalados entre los materiales fluviales o fluvio-lacustres en el Terciario.

Otra unidad la definen los materiales precámbrios que afloran desde el río Ruecas hacia el NO, y bajo la discordancia ordovícica en el SE de la Hoja. Pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico y más concretamente al Grupo Domo Extremeño, que es la serie inferior del CEG. Se trata de una potente serie siliciclastica, muy monótona, en la que se ha podido diferenciar un tramo de conglomerados matriz soportados. Están estructurados por las Orogenias Finiprecámbrica y Hercínica, con desarrollo de esquistosidad regional y tectonización en varias fases que da lugar a una estructuración intensa, con pliegues de varias generaciones y esquistosidades de crenulación. Las fases tardihercínicas y alpinas sólo producen fracturación.

El metamorfismo es de muy bajo grado a anquimetamórfico, exceptuando la aureola de contacto del Macizo de Logrosán.

Otra unidad la constituyen los depósitos del ciclo paleozoico. Son exclusivamente detríticos y predominan los términos cuarcíticos, lo que da lugar a una morfología característica, en la que la topografía marca las trazas de los diferentes tramos. Afloran en las Sierras de Los Pasillos, Manzano y Barbas de Oro, en el E-SE de la Hoja.

Forman parte del Sinclinal de Herrera del Duque, y dibujan el cierre perisinclinal más noroccidental de la citada estructura. Representan la serie paleozoica completa desde el Ordovícico inferior en discordancia sobre el Precámbrico, hasta el Devónico inferior.

Aunque los afloramientos están muy cubiertos por los depósitos terciarios y cuaternarios, se han podido cartografiar todas las formaciones definidas regionalmente, habiéndose hallado apoyo faunístico suficiente; que incluso ha permitido precisiones estratigráficas con repercusión regional.

Están intensamente plegados por la primera fase hercínica, y fracturados por las etapas de deformación hercínica posteriores, resultando un cierre sinclinal complejo, deformado por grandes fracturas frágiles, que generan geometrías romboidales propias de zonas de cizalla.

La última unidad diferenciada es el Macizo de Logrosán. Se trata de un cuerpo plutónico circunscrito, de forma elipsoidal y unos 5 km² de superficie. Produce un relieve diferencial que da lugar a la mayor cota de la Hoja (Vértice de San Cristóbal).

Se trata de un granito de dos micas, intrusivo, no deformado y con una intensa greisenización, en la roca y en filones, que han sido explotados por la minería del estaño. Da lugar a una aureola de contacto de alto metamorfismo y con extensión de orden kilométrico.

2. ESTRATIGRAFÍA

El registro sedimentario que aflora en la Hoja abarca edades desde el Precámbrico al Cuaternario. En el que se han diferenciado tres grandes conjuntos sedimentarios: Precámbrico, Paleozoico y Terciario-Cuaternario.

En los afloramientos paleozoicos se han realizado series estratigráficas que han permitido establecer unidades cuya uniformidad litológica y riqueza faunística ha permitido su correlación y cartografía en el ámbito regional.

2.1. PRECÁMBRICO

2.1.1. Introducción

Con posterioridad a las referencias bibliográficas más antiguas reseñadas en el capítulo anterior, las investigaciones más recientes pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1965, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1972), al estudiar los anticlinorios situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN (*op. cit.*) lo describió como Alcudiense Inferior, y su constitución como series rítmicas y monótonas de pizarras y grauvacas. Sobre éste, al conjunto superior lo denominó Alcudiense Superior y lo describió como alternancia de conglomerados, pizarras bandeadas y paquetes carbonatados.

BOUYX en el anticlinal del río Esteras y CRESPO y REY en el Valle de Alcudia, identifican una discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior.

En la segunda etapa MORENO, F. (1974, 1975 y 1977), SAN JOSÉ (1974), CAPOTE, *et al.* (1977), establecieron las primeras subdivisiones, cambios de facies, etc., en las series de tránsito o Alcudiense Superior en el anticlinal de Valdelacasa y sectores próximos.

MORENO, F. (1975) estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas u olistostromas, de espesor y composición litológica diversa pero con una continuidad a escala regional.

De estas isocronas, a la inferior la describió como el «Nivel de Fuentes» y estableció su equivalencia con el olistostroma del Membrillar de composición esencialmente carbonatada.

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por BOUYX en el río Esteras, si bien la correlacionó con el «Nivel de Fuentes», en cuya localidad la discordancia cartográfica existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la interpretó como una discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

En una tercera y última etapa, diversos equipos de investigación de la Universidad Complutense de Madrid, de la Universidad de Salamanca, así como los equipos que realizaron la cartografía de las Hojas MAGNA o proyectos como la «Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del CEG», han aportado numerosos datos en los trabajos presentados en el II Congreso Geológico de España (1988).

Entre estos trabajos cabe mencionar, entre otras, las publicaciones de SAN JOSÉ (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), MONTESERÍN y NOZAL (1982 y 1983), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986), ORTEGA *et al.* (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL *et al.* (1988), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), PIEREN y HERRÁN ARAUJO (1988), SAN JOSÉ *et al.* (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARÍA (1992), DÍEZ BALDA (1980 y 1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1982), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988) y NOZAL y ROBLES CASAS (1988).

A través de estos estudios llegan a definirse tres series o conjuntos principales con distintas denominaciones según los distintos autores (Tablas I y II), así como intentos de correlación entre diversos sectores de la Zona Centro Ibérica. ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988 (Tablas I y II).

La reciente definición de tres series o grupos separados entre sí por discordancias (Tablas I y II), SAN JOSÉ (1983), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), NOZAL *et al.* (1988), introduce una nueva problemática ya que dicha división no ha sido aceptada por otros autores. DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983) y LORENZO ÁLVAREZ SOLE (1988), sólo describen una discordancia en el anticlinorio de Abenojar, si bien en estudios posteriores de síntesis, ORTEGA *et al.* (1988), contemplan la existencia de los tres grupos mencionados.

Por último, GARCÍA HIDALGO (1995), describe dos «Series» en los materiales del Proterozoico del Anticinal de Ibor, pero no observa discordancia entre ellas.

El área de investigación del proyecto, situada en su práctica totalidad dentro del Domo Extremoño, es el Grupo Domo Extremeño o Serie I el que ocupa la mayor parte de los afloramientos de los materiales preordovícicos.

Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series siliciclásticas con alternancias de pizarras y areniscas, que intercalan paquetes, capas o lentejones de conglomerados.

Con una extensión de afloramiento mucho más reducida, se describen series adscritas al Grupo Ibor o Serie II, constituidas por conglomerados, areniscas, pelitas y paquetes, capas o lentejones de carbonatos.

No se ha constatado en el área de investigación la presencia de sedimentos pertenecientes al Grupo Valdelacasa o Serie III, lo cual parece confirmar en principio lo expuesto por diversos autores en las Tablas I y II.

Tabla I. Unidades litoestratigráficas y su distribución por estructuras

Unidades litoestratigráficas		Anticinal de Valdelacasa	Anticinal de Ibor	Anticinal de Villarta-Navalpino
Grupo Valdelacasa	Fm. Calizas de los Navalucillos	Calizas de los Navalucillos		
	Fm. Areniscas del Azorejo	Areniscas del Azorejo		Ar. del Azorejo
	Fm. Limolitas del Pusa	Litolitas del Pusa		Litolitas del Pusa
	Nivel de Fuentes	N. de Fuentes		Brecha de Navalpino
Grupo Ibor	Fm. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Peraleda	U. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. Limolitas de Castañar		Unidad de Surco	
Grupo Domo Extremeño	Fm. Limolitas del Cubilar	Litolitas del Cubilar	Litolitas del Cubilar	Areniscas del San Marcos
	Fm. Pizarras y Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

Domo de las Hurdes	Área de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcudia	Anticinal de Abenojar-Tirteafuera
	Calizas de Tamames		
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio		Serie Pelítica Superior
Serie Intermedia		Grupo de Ibor	Serie Detritico-carbonatada
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño

Tabla II.

Lotze (1956)	Bouyx (1970)	Tamain (1970) Crespo y Tamain (1971)	San José et al. (1974) Moreno (1974-77) Capote et al. (1977)	San José (1983)	Álvarez Nava et al. (1988) Nozal et al. (1988)	Ortega y González Lodeiro (1983)
Calizas del	Calizas de Hinojosa	Calizas de Cabezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras siliceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de transición	Discordancia		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Valdelacasa)	Discordancia Cadomiense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia-Abenojar	Alcudia-Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de	Abenojar-Tierteafuera

2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes, separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en este proyecto donde se propondrá una serie tipo del GDE en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán. De esta serie tipo, en la Hoja de Valdecaballeros, sólo aflora la Formación Areniscas de Estomiza.

2.1.2.1. Formación areniscas de estomiza (3) (*rifeense superior-véndico inferior*)

Se conserva esta denominación ya que la descripción formal de esta unidad litoestratigráfica coincide a grandes rasgos con las series aflorantes en el Domo Extremeño.

Como base del registro sedimentario en esta Hoja, se tiene un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y lutitas que intercalan capas, tramos o miembros de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representativas, son las siguientes:

Facies conglomeráticas (cg)

La característica esencial de las facies conglomeráticas de esta formación es que su espectro litológico tiene una constitución casi exclusiva de cantes intracuenca. Son las denominadas «facies desorganizadas» en la bibliografía del GDE o conglomerados intraformacionales de otras áreas.

Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

Texturalmente los más frecuentes son conglomerados matriz soportados con relación matriz-cantes variable. La matriz es pelítica o pelítico arenosa de color gris a verdosa. Los cantes son subredondeados a subangulosos y con heterometría muy marcada.

Menos frecuentes son las capas de conglomerados grano soportados. Se trata de capas de espesores decimétricos sin estructura o con grosera ordenación positiva y más raramente negativa. En esta facies, se observa un porcentaje mínimo en su espectro litológico de cantes de cuarzo y lidita.

La relación de ambas facies suele ser directa. Normalmente se encuentran asociadas encontrándose en el orden descrito de muro a techo.

Las variaciones texturales y de espesor de estas facies, tanto lateral como verticalmente, son muy fuertes. Aunque es reseñable que, localmente, tramos que por su espesor podrían adquirir categoría de miembros, mantienen continuidad kilométrica.

Los mejores ejemplos pueden observarse en el sector meridional del plutón de Logrosán, especialmente en los taludes de la línea férrea abandonada (NO de la Hoja).

Facies arenosas

Son las más ampliamente representadas y características de esta formación. Se presentan de múltiples formas, desde bancos masivos y de espesor métrico, hasta capas milimétricas compuestas por alternancia de areniscas y lutitas.

El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava dispersos a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

Petrográficamente muestran una cierta uniformidad composicional de forma similar a lo que ocurre con el espectro de las facies conglomeráticas.

En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinitica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje, normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diverso estado de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

Atendiendo a las características geométricas y estructuración interna, pueden distinguirse una serie de facies y asociaciones de las cuales las más representativas se muestran en la Figura 2.1.

FORMACION : ARENISCAS DE ESTOMIZA

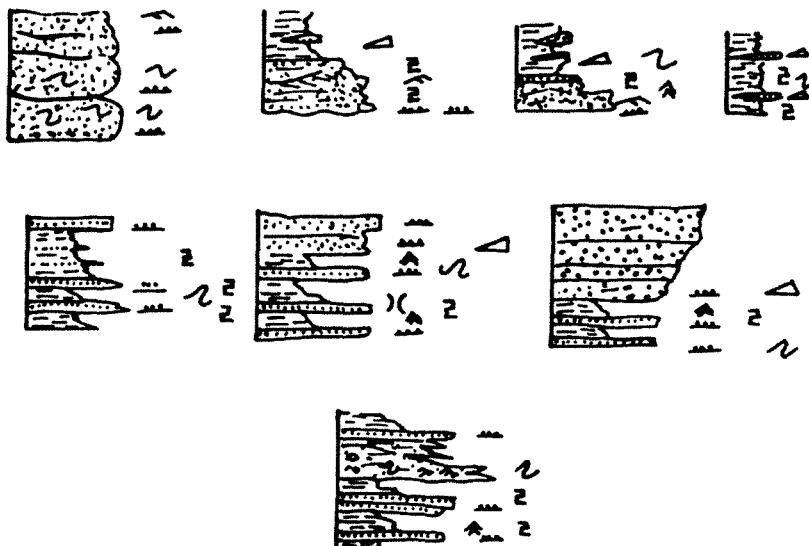


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las formaciones del Precámbrico.

Facies de areniscas masivas

Son bancos con geometría tabular, base plana a ligeramente erosiva, tamaño de grano medio a grueso y clastos dispersos de tamaño grava (cantos blandos aplastados, «mud chip», de cuarzo o feldespato). Son frecuentes las láminas discontinuas de pelitas, ligadas a cicatrices de amalgamación en estratos mayores. En algún caso se observa que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo casi plano.

Facies de areniscas con estructuración interna

En este grupo de facies se incluyen los bancos de litarenitas con geometría tabular, contactos plano paralelos netos a techo y muro y gradación positiva, por lo general, aunque en algún caso es negativa o con el tamaño de grano mayor en el centro del banco. El tamaño de grano es medio a fino o grueso a medio, muestran laminación paralela u oblicua de muy bajo ángulo, en todo o parte del estrato. Las láminas de pelitas entre bancos son bastante continuas y es frecuente observar en las capas estructuradas eslump e intraclastos eslumplizados.

Una facies mucho menos frecuente dentro de este grupo son los bancos o capas de areniscas, con base plana, techos ondulados y estratificación cruzada en surco de media a gran escala.

Las facies descritas son asimilables a las facies B de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), subfacies B₁ y B₂.

Facies heterolíticas (Arenoso-lutíticas)

Son las facies más comunes, por su abundancia, en el contexto de esta formación y de alguna forma los que caracterizan su expresión litológica generalizada.

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En este tipo de facies, la relación arena/lutita es variable con relaciones extremas medidas de tipo 50/1 a 1/50, siendo las más frecuentes las comprendidas en el intervalo 3/1 a 1/5. En general, el color de estas facies es gris, a veces oscuro, aunque tramos con proporción elevada de siliciclásticos muy finos suelen tener color verdoso.

Dentro de las facies con relación arena/lutita > 1 se han observado capas de espesor variable (15 a 50 cm) y más raramente bancos, con base plana a débilmente erosiva, constituidos en su mayor parte por arena de grano medio a fino, gradada, con cantos blandos dispersos a veces aplastados de tipo lentilla (mud chips) en la base y en tránsito gradual un intervalo pelítico arenoso con laminación paralela y de ripples que finaliza con una lámina de ampelitas gris oscuras.

Otra variante en este tipo de facies se observa cuando, en capas o bancos de estas características, el término de arenas gradadas tiene laminación paralela seguida de laminación cruzada de ripples de corriente en su parte superior, y sobre él un intervalo arenoso-pelítico como el descrito pero con un mayor espesor relativo.

Las facies con relación arena/pelita ≥ 1 son porcentualmente las más frecuentes en el contexto general de las series realizadas en el área de investigación.

En general, se trata de secuencias decimétricas de tipo T_2 (T_{b-e}) y T_3 (T_{c-e}) de BOUMA (1962).

Por último, en este grupo de facies, se tienen aquellas con relación arena/lutita < 1 . Se trata en general de alternancias centimétricas a milimétricas de areniscas de grano fino a muy fino de color claro y lutitas de colores grises y verdes. En estas facies se han observado secuencias de tipo T_3 (T_{c-e}) y T_4 (T_{d-e}) de BOUMA. Las características más visibles de estas facies son la laminación paralela con colores alternantes que le confiere un aspecto listado, el microeslumpamiento muy visible en las secuencias T_3 y la presencia de abundantes sulfuros en los términos pelíticos.

Las facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita > 1 en general son asimilables a las facies C (subfacies C_1 y C_2) las de relación ≥ 1 a las C_1 y D_2 y las de relación < 1 a las D_2 y D_3 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

En la Figura 2.1 se sintetizan las principales facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta formación, con carácter general para todo el ámbito de la investigación.

Los ciclos «thinning-finishing upward», menos abundantes, se localizan en los tramos de techo de la Formación Estomiza. La mayoría de los conglomerados descritos se asocian a estos ciclos de facies.

Los ciclos «thickening-coarsening upward» son los más frecuentes, existiendo series donde se repiten durante cientos de metros. Se trataría de los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).

Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-SO.

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de alta eficacia de transporte desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interno a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque como mínimo se han medido sucesiones continuas de más de 1.200 m.

La cronología de la Formación Estomiza se establece por criterios regionales como Rifeense Superior-Véndico Inferior.

Dentro del área de investigación, las series donde se observan los mejores ejemplos de esta formación son los taludes del ferrocarril.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada en la franja meridional de la Zona Centro Ibérica. Los sedimentos de esta área atribuidos al Paleozoico, se encuadrarian en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ, *et al.* (1990 y 1992) del cual, en el ámbito de la Hoja, sólo afloran las series del superciclo que abarca una cronología Ordovícico Inferior-Devónico Inferior.

No se conocen depósitos atribuidos al Grupo Valdelacasa (Vendíco-Cámbrico Inferior) en la franja surcentroibérica. Ello puede ser atribuido a la erosión preordovícica o bien a que no se depositaron.

De esta forma, los sedimentos del Paleozoico Inferior postcámbrico se encuentran discordantes (Límite de Tipo I) sobre las series precámbricas descritas en el apartado anterior.

Las series paleozoicas postcámbricas afloran extensamente en la franja Centroibérica meridional formando estructuras sinclinales de gran continuidad lateral. En el ámbito de estudio, quedan restringidos al cierre del sinclinal de Herrera del Duque, en el límite de las Hojas n.º 732 y 755 y la Sierra de Barbas de Oro como nexo entre la estructura precedente y las Villuercas. Las series establecidas en estos relieves paleozoicos son muy similares, por lo que se describirán las unidades cartográficas o formaciones, de forma genérica, estableciendo las variaciones, si las hubiese.

2.2.2. Arenig (4)

La cartografía de esta formación da una idea exacta sobre la discontinuidad de los afloramientos, por lo que las series y observaciones realizadas sólo permiten mostrar datos parciales y sectoriales. Aún así, parece evidente que en todos los relieves paleozoicos se encuentran series, con espesores y litologías variables, en discordancia sobre los materiales precámbricos y bajo los relieves de la Cuarcita Armoricana, a las que se les atribuye una edad Arenig Inferior.

En el ámbito regional esta serie ha recibido distintas denominaciones: «Serie roja basal, Serie púrpura, Serie intermedia, Fm. Hito, Grupo O₁, Capas de Carrascalejo, Serie Lié de Vin», etc. Los espesores descritos varían desde decenas de metros a 800 m.

En el área de estudio las condiciones de afloramiento no permiten precisar con exactitud los espesores de esta serie, pero de forma genérica puede estimarse que en el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, los espesores son del orden de 300 m.

Las facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta zona, son (Figura 2.2):

Facies de conglomerados

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- Conglomerados sin estructura interna y con matriz arenosa pelítica en porcentaje no superior al 10-15%. Normalmente constituyen la base de esta serie. Son cuerpos con geometría lenticular de color gris a rojizo, con cantos bien redondeados y heterometría moderada. La composición de estos cantos muestra un predominio de la fracción de cuarzo, seguido de

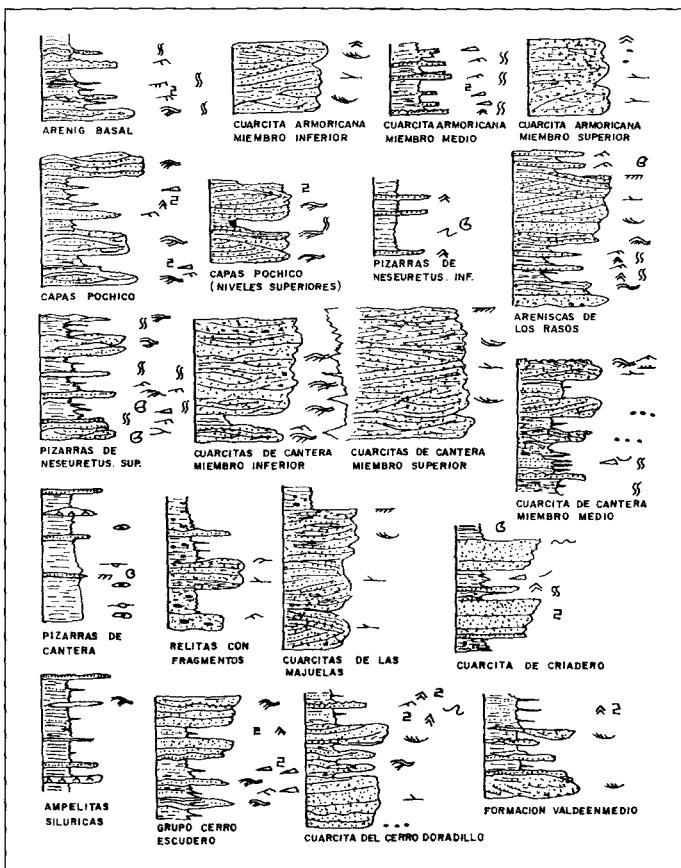


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las formaciones del Paleozoico.

areniscas, lítitas, cantos blandos y escasos cantos de rocas ígneas. Su compactación es muy débil, por lo que la erosión impide, en la mayoría de los casos, su observación precisa.

- b) Son conglomerados grano soportados en capas o bancos con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción lateral. La base es erosiva y el techo plano y neto. Estos cuerpos se intercalan entre lutitas gris oscuro subordinadas. La composición es similar a la de los anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcosica) y el cemento es silíceo y ferruginoso.

Facies arenosas

En este grupo de facies se han observado capas y bancos constituidos por arenisca de grano medio a grueso, a veces con grava dispersa, de color blanco a grisáceo intercaladas entre lutitas grises o rojo violáceas subordinadas. Las capas muestran base plana o levemente erosiva y

techo ondulado (morfología lenticular). En algún caso se amalgaman dando barras de espesores decamétricos. Tienen estratificación cruzada tabular, retoque de ripples a techo y con frecuencia se observa la morfología de los megarripples y su cara de avalancha. En algún caso, las lutitas subordinadas tienen un color verde brillante, contienen granos de tipo «mud-chips» y su aspecto, aunque muy alterado, recuerda a depósitos volcanosedimentarios.

Facies arenoso-lutíticas

Este grupo de facies heterolíticas tienen una gran variedad en el ámbito del proyecto. Desde alternancias arena-lutita, donde los siliciclásticos finos son minoritarios, hasta una relación δ 1 que es la más frecuente.

Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico constituidas por areniscas de grano medio. Con ejemplos frecuentes de grano grueso e incluso grava fina de composición subarcósica y estructuras hummocks y swales.

En el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, las secuencias HFM y FXM son los más frecuentes, por lo que se trataría de un grupo de facies HCS de grano fino GABALDÓN (1990). Las direcciones medidas en las marcas de corriente en estas facies son N-S a NNE-SSO.

En todas las series y observaciones puntuales realizadas, el grupo de facies HCS, en especial las de grano medio y fino, muestran una intensa bioturbación con abundantísima presencia de niveles de skolithos.

El registro sedimentario de esta serie se inicia: con una megasecuencia en la que sus tramos basales son el grupo de facies de los conglomerados, evolucionando en pasos laterales y verticales al grupo de facies de las areniscas, para finalizar en ciclos de facies HCS grano y estrato decrecientes. El conjunto parece configurar un sistema deposicional, que evoluciona desde fan deltas que rellenan los paleovalles del relieve precámbrico en paso a llanuras de marea y ambientes circunlitorales y finalizan en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el shoreface al offshore proximal. En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta serie podría iniciar su depósito en el Arenig Basal a comienzos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig Inferior PORTERO, et al. (1988).

2.2.3. Cuarcita armoricana (5) (Arenig)

La sedimentación del Ordovícico Inferior prosigue con los depósitos de la Cuarcita Armoricana en aparente conformidad con las series infrayacentes del Arenig basal. Estas facies ubicuas en toda la ZCI, son el principal elemento constructor de los relieves. En el ámbito del proyecto, no se tiene la certeza de que se encuentren directamente en discordancia sobre los sedimentos precámbricos.

Las series realizadas y las observaciones locales permiten establecer que su espesor varía considerablemente desde 80 a 90 m en la Sierra de las Barbas de Oro hasta 125 a 150 m medios en la Sierra de las Chimeneas.

Sin embargo, en todos los afloramientos pueden distinguirse tres Miembros cuyos espesores estarán en relación proporcional directa con el de la Formación en cada localidad.

El Miembro Inferior, está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de centimétricas a bancos, con morfología de megadunas y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cemento siliceo y muy escasa matriz sericítico-caolínítica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes (coarsening upward, CUS) y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente (coarsening and thickening upwards).

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas, y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, capas de avalancha con lámina de lutita, y bioturbación intensa. Los tramos con microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación lisen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo en las proximidades de la cerrada del Embalse de García Sola.

El Miembro Superior está constituido como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de ripples en los tramos de la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantes blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola a techo en los niveles superiores. La composición es de subarcosas con porcentajes de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es, en general, silíceo, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y la de apatito-colofana. Localmente, las capas de techo de este miembro, muestran una geometría en cuña con abundantes cantes blandos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos, este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero con secuencias *fining upward* intercaladas, sobre todo hacia techo, cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con barras migrando y dando acumulaciones que en algún caso muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y que podrían constituir un sistema de isla barrera.

El Miembro Intermedio representaría los depósitos de lagoon-llanura de marea asociados a dicha barrera arenosa.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronia apreciable en todo el SO de

Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARIS, *et al.* (1982); PARIS (1990).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERILL, *et al.* (1984) y ROMANO (1991). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* isp.

2.2.4. Capas Pochico (6) (Arenig superior)

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: «Capas de Marjaliza», «Capas de Transición» y la más utilizada a nivel bibliográfico, de «Estratos o Capas Pochico» TAMAIN (1972).

La potencia de esta serie es variable desde los 60 a 70 m de la Sierra de las Barbas de Oro, a los 30 m de la Sierra de la Chimenea. En el ámbito de la investigación, ha podido constatarse que el espesor de las Capas Pochico está en relación inversa con el de la Cuarcita Armoricana. Cuando esta última tiene un espesor reducido, las Capas Pochico son potentes y viceversa, de tal forma que el conjunto de ambas formaciones constituye un litosoma cuyo espesor es bastante constante en el ámbito de la Hoja.

Las series realizadas muestran que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupos de facies, con dos subfacies características.

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (FUS) con estructuras internas hummocks y swales, laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias PHXM de espesores decimétricos y HXM centimétricos WALKER, *et al.* (1983).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. Se trataría de facies HCS de grano fino GABALDÓN (1990).

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias BPH y PHX WALKER, *et al.* (1983). Son facies HCS de grano medio-grueso (GABALDÓN, 1990).

El registro sedimentario de las «Capas Pochico» se estructura de muro a techo con estas secuencias granodecrescentes (FUS), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales. Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos de colofana ferrificada junto a restos de bioclastos fosfatizados. En menor escala, este hecho se ha constatado en los techos de la mayoría de las barras cuarcíticas intercaladas en la formación.

El sistema de depósito que configuran los ciclos de facies descritos, es una plataforma siliciclastica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa GABALDÓN (1990). Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armicana-Capas Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armicana, junto con el descrito para esta formación, en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armicana propiamente dicha. Se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *lefevbrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO, et al. (1995). En el horizonte fosfatado del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquíópodos inarticulados del Arenig, así como algunos restos de trilobites en posición algo más baja SAN JOSÉ, et al. (1992).

2.2.5. Ordovícico medio. Grupo Navatasierra (7 y 8). Llanvirn inferior-Llandeilo superior

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son de muy mala calidad al estar en una banda deprimida sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes, por lo que sólo en taludes de carretera, bordes del Embalse de García Sola y algún barranco profundo, dan localidades donde pueden tomarse datos parciales de esta sucesión.

El Grupo Navatasierra comprende diversas unidades asimilables a las «Capas con Tristaní», un nombre genérico que engloba el conjunto de pizarras y en menor medida areniscas fosíferas, que sigue al Ordovícico inferior cuarcítico en la zona Centroibérica, y que tiene una correlación clara con sucesiones similares en todo el SO de Europa.

En la región estudiada, al igual que ocurre en Las Villuercas y el S de los Montes de Toledo, las «Capas con Tristaní» son esencialmente pizarrosas (Pizarras de Navatasierra s.l. de acuerdo con SAN JOSÉ, et al., 1992), pudiendo presentarse divididas en su parte media por una

barra, o conjunto de barras arenosas, que ocasionan un resalte morfológico de cierta continuidad cartográfica (Areniscas de Los Rasos). En este caso, el Grupo Navatrasierra comprendería una unidad pizarrosa inferior (Pizarras de Navatrasierra s.str.) y otra superior (Pizarras de Navalaceite), separadas por las ya mencionadas Areniscas de Los Rasos, correlacionándose el conjunto con unidades semejantes de Sierra Morena, región de Almadén, Campo de Calatrava y centro-sur de Portugal, donde las «Capas con Tristání» siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable («Cuarcitas o Alternancias Inferiores», «Alternancias del Chorrillo», «Alternancias de El Caño»: GUTIÉRREZ MARCO, *et al.*, 1984, 1990; SAN JOSÉ, *et al.*, 1992).

A nivel cartográfico, en el área de investigación, se dan ambas situaciones. En tanto que en el flanco meridional del cierre perisinclinal de Herrera del Duque (Sierra de las Chimeneas), las Areniscas de los Rasos se muestran como unidad cartografiable al tener espesores decamétricos y extensión lateral reconocible de orden kilométrico, en el resto de la Hoja no es posible tal diferenciación.

De esta forma, y dado que la cartografía más extendida es la de la unidad al completo, se utilizará la denominación de Grupo Navatrasierra, y se harán las apreciaciones locales de índole cartográfica en el sector reseñado.

Sobre el banco o barra de cuarzarenitas de grano medio, con el que finalizan las «Capas Pochico», se tiene un tramo de espesor variable, 50 a 70 m, constituido esencialmente por facies lutíticas de color gris oscuro a negro, con sulfuros y nódulos siderolíticos dispersos, en las que progresivamente se intercalan facies arenoso lutíticas, con relaciones arena/lutita δ 1 de tipo microbandeado, en paso a secuencias centimétricas o decimétricas, granodecrecientes de tipo HXM y PHXM del grupo de facies HCS de grano fino y medio. WALKER (*op. cit.*) y GABALDÓN (*op. cit.*).

En las facies microbandeadas se observa gradación, laminación paralela y cruzada de ripples y microeslumpamientos. En el tramo inferior lutítico se ha observado, en algunos afloramientos, la presencia de capas centimétricas de color más claro, verdoso o blanquecino, con «mud chips» rojizos de aspecto volcanosedimentario.

Cuando el grupo de facies HCS pierde el término M, en tanto que aumentan de espesor y frecuencia las secuencias PHX, llegando a adquirir espesores decimétricos y amalgamarse, configuran cuerpos de espesores métricos con base plana o débilmente erosivas (escasas secuencias BPH) y techo ondulado que, aún cuando se cartografían como horizonte litológico continuo, en detalle son cuerpos macrolenticulares. Es lo que se denomina «Areniscas de los Rasos», que en la serie del Embalse de García Sola alcanza espesores entre 15 y 20 m.

Dentro del Grupo Navatrasierra, esta unidad intermedia con predominio arenoso es una constante regional. Cuando alcanza entidad cartografiable, se observa, en sus niveles superiores, secuencias en las que el término B son bioclastos y cantos blandos orlados y parcialmente fosfatizados, así como encostramientos y ferrificaciones.

Sobre estos materiales y en aparente paso gradual o más neto cuando se individualiza el cuerpo arenoso, se tiene una serie constituida por lutitas y fangolitas grises, micáceas y piritosas,

en paso a facies arenoso-lutíticas microbandeadas, que serían la representación litológica de las Pizarras Guindo, Botella, «*Calymene superior*», etc. La potencia estimada, en los afloramientos reseñados, varía entre 80 a 120 m. Regionalmente, en los tramos situados inmediatamente encima de las Areniscas de Los Rasos, se realizan intercalaciones de rocas volcánicas básicas y niveles de nódulos fosfatados. La parcialidad de los afloramientos en esta área no ha permitido constatar tales hechos. Las características litoestratigráficas de esta unidad son prácticamente idénticas a las descritas para el tramo inferior.

El tránsito litológico con la formación suprayacente es bastante gradual, por lo que el criterio de delimitación cartográfica se sitúa con la aparición en la serie de alternancias decimétricas de areniscas y lutitas con una relación arena/lutita > 1.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el Grupo Navatasierra presenta una gran abundancia de fósiles como trilobites, moluscos, braquípodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa. En el sinclinal de Herrera del Duque se han realizado algunos trabajos paleontológicos de yacimientos con trilobites RABANO (1989), graptolitos GUTIÉRREZ MARCO (1986) y moluscos BABIN y GUTIÉRREZ MARCO (1991), pero la información disponible es comparativamente menor que en otras áreas surcentroibéricas. Durante la realización del presente estudio cartográfico, se han encontrado algunos puntos fosilíferos nuevos, de los cuales el más antiguo estratigráficamente se sitúa cerca de la base de la unidad inferior y ha proporcionado, entre otros, *Didymograptus (D.) artus* ELLES & WOOD, *Gracquina hispanica* (BORN) y *Neseuretus (N.) cf. avus* HAMMANN, indicativos de una edad Oretaniense inferior en términos de la escala cronoestratigráfica mediterránea. El Oretaniense superior no ha sido caracterizado paleontológicamente, pero otros cuatro yacimientos situados en la mitad superior de la primera unidad pizarrosa, así como las alternancias arenosas de tránsito a las Areniscas de Los Rasos proporcionan algunas asociaciones del Dobrotiviense inferior, con *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Plaesia-comia oehlerti* (KERFORNE), *Heterothina morgatensis* MELOU y *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), entre otros.

Los hallazgos de índole regional y las muestras recogidas, permiten considerar a la unidad inferior de pizarras como Oretaniense inferior-Dobrotiviense inferior, a las Areniscas de Los Rasos como Dobrotiviense inferior, y a las pizarras y areniscas superiores como Dobrotiviense inferior tardío y Dobrotiviense superior GUTIÉRREZ MARCO, et al. (1984). Los términos mediterráneos Oretaniense y Dobrotiviense SAN JOSÉ, et al. (1992); GUTIÉRREZ MARCO, et al. (1995), serían aproximadamente equivalentes a la nueva serie Llanvirn británica, redefinida tras superar la incertidumbre que condujo a la desaparición de la antigua serie Llandeilo. Esta ha sido reconvertida actualmente en un piso (Llandeiliense) en la parte superior del Llanvirn s.str. FORTÉY, et al. (1995). No obstante, el piso regional Dobrotiviense excede probablemente una edad Llanvirn superior (= Llandeiliense) y sería también en parte equivalente al Aureliense inferior del Caradoc basal británico (igualmente redefinido por FORTÉY, et al. (1995)), no existiendo referencias claras que permitan aplicar en España los términos británicos.

Las facies y asociaciones de facies descritas, muestran que las Unidades Inferior y Media del Grupo, configuran un ciclo de facies que evoluciona, desde facies con afinidad turbidítica depositadas en plataforma externa, por decantación de los fangos transportados por corrientes de «winnowing» causadas por tormentas a facies HCS de grano fino y por último a facies

HCS de grano medio y grueso depositadas en plataforma interna (shoreface) para las «Areniscas de los Rasos».

El conjunto de ambas unidades constituyen un ciclo de facies, grano y estrato creciente, constituido por secuencias granodecrecientes y sería encuadrable en una secuencia deposicional de Tipo-2.

La unidad superior reproduce condiciones paleogeográficas y de depósito similares a las descritas para el inferior.

2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera

Como se comentaba con anterioridad, el límite cartográfico entre esta unidad y la infrayacente, se establece cuando el aumento gradual de la fracción arena origina capas que causan el resalte morfológico de las cuarcitas denominadas «Cantera o Botella». Lógicamente y teniendo en cuenta las características sedimentológicas de la serie y sus rápidas variaciones laterales, puede comprenderse el aspecto diacrónico que tiene el contacto que se establece entre las «Pizarras de Navalaceite» y las «Alternancias de Cantera».

Dentro de este grupo se han diferenciado cartográficamente las dos formaciones clásicas en el ámbito de la ZCI meridional.

La inferior, «Cuarcitas de Cantera o de la Cierva», y la superior «Pizarras de Cantera o Intermedias». SAN JOSÉ, *et al.* (1992).

2.2.6.1. Cuarcita de Cantera o de la Cierva (9). *Llandeilo superior*

Al contrario de lo que ocurría con los afloramientos del Grupo anterior, en general de muy mala calidad y discontinuos, las posibilidades de observación de esta formación, en todos los relieve paleozoicos del ámbito de la investigación, son óptimas. En las sinformas paleozoicas constituye el segundo resalte morfológico con continuidad lateral, en el que normalmente se tienen dos tramos cuarcíticos de espesor variable a techo y muro y uno intermedio de alternancias con predominio de las areniscas.

El tramo inferior de esta unidad está constituido por secuencias decimétricas o métricas con estructuras «hummock» y «swales» y de tipo PHXM y HXM. En las primeras, el término P son acúmulos de bioclastos y cantos blandos a veces ferruginizados y/o fosfatizados. Progresivamente el término lutítico desaparece amalgamándose las capas arenosas y constituyendo la primera barra de las Cuarcitas de Cantera.

Las observaciones realizadas muestran que en general esta barra con espesores entre 30 a 50 m está constituida por secuencias PH y HX de espesores métricos.

En general se trata de cuarzoarenitas de grano medio a fino con cemento silíceo, escasa matriz serícita y abundantes minerales pesados (círcón, rutilo, turmalina, micas, glauconita, apatito, sulfuros, etc.).

Las alternancias del tramo intermedio, con espesor variable entre 40 y 45 m, están constituidas por secuencias centimétricas a decimétricas de tipo HXM con los términos X y M intensamente bioturbados, y capas amalgamadas BPH y BHX decimétricas con abundantes cantos blandos en su base, a veces ferrificados y parcialmente fosfatizados. Estas secuencias grano-decrecientes se estructuran en megasecuencias, grano y estrato crecientes, cuyo techo son las capas amalgamadas BPH descritas, y que finalizan en hard-ground ferralítico, manganesífero y fosfatizado.

El tramo cuarcítico de techo sería el equivalente sedimentario de mayor espesor de esta estructuración secuencial. Se trata pues de una barra con espesor variable, entre 15 y 20 m, constituida por capas decimétricas a bancos de cuarzoarenitas con cemento silíceo y ferruginoso. Las secuencias predominantes son la PHX o BHX en la serie del Embalse de García Sola.

Como resumen puede establecerse que considerando los tramos transicionales de techo del Grupo Navaltrasierra y los tres miembros descritos en el Grupo Cantera, los sedimentos encuadrados en esta unidad cartográfica son facies heterolíticas del grupo de las hummocky de grano medio y medio grueso GABALDÓN (*op. cit.*), estructuradas en dos ciclos de facies de espesor decamétrico grano y estrato crecientes, depositados en general por encima del nivel de base del oleaje y con situación «regresiva».

La presencia de fauna es una constante en esta unidad cartográfica, aunque con un control sedimentario muy estricto. En general son bioclastos que constituyen el término basal de las secuencias tempestíticas (P), por lo que su estado de conservación suele ser malo.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, las Cuarcitas de La Cierva (= Cuarcitas Botella, = Cuarcita de Canteras) s.str., no contienen en la región estudiada o en su área tipo de Las Villuercas restos fósiles. Sin embargo, los trilobites recogidos en la base de la unidad suprayacente en el sinclinal de Guadarranque y al SO de Cabeza del Buey, pertenecen todavía a las «Capas con Tristaní», e indican que el depósito de la unidad cuarcítica tuvo lugar enteramente en el Dobrotiviense superior. Según la nueva terminología cronoestratigráfica del Ordovícico británico y la correlación con las biozonas de graptolitos FORTEY, *et al.* (1995); GUTIÉRREZ MARCO, *et al.* (1995), parece probable asimilar esta formación al lapso Llandeliense superior-Aureliense inferior, con lo que el límite entre las series Llanvirn y Caradoc (redefinidas) se situaría dentro de la unidad. Fuera del ámbito de la Hoja, formaciones cuarcíticas equivalentes (Botella, Canteras), han brindado en diversos puntos una biofacies particular de trilobites y bivalvos adaptados a sustratos arenosos (Biozona de *Crozonaspis incerta* según RÁBANO (1989), que sin embargo no aporta mayor precisión bioestratigráfica.

2.2.6.2. *Pizarras de Cantera o intermedias (10). Caradoc*

Sobre la barra del miembro Superior de las Cuarcitas de Cantera, y en paso litológico muy rápido, se tiene un tramo de constitución esencialmente lutítica, fangolítico-carbonatada y de color gris oscuro a negro denominado Pizarras de Cantera. Dada su litología, la observación completa de esta unidad es difícil en extremo. Sólo en las márgenes del Embalse de García Sola existen afloramientos de cierta calidad que permiten una observación más completa de esta unidad.

El espesor máximo aflorante no supera los 40 m y su constitución son pelitas y fangolitas seri-cítico caoliníticas, ricas en materia orgánica y sulfuros con nódulos siderolíticos dispersos en cuyo núcleo es normal encontrar resto de fauna o concentraciones polimetálicas. En los tramos basales se observan capas centimétricas de areniscas cuarcíticas blancas o verdosas con hummocky, gradación, microeslumpamiento y laminación de ripples; tienen escasa continuidad lateral. A unos tres metros de la base se localiza un nivel centimétrico lumaquéllico, ferruginoso y nodulizado. El techo de esta unidad viene marcado por los materiales de constitución heterolítica denominados «Pelitas con fragmentos» discordantes sobre esta unidad.

Por su composición, estructuración y fauna se les atribuye un medio de depósito en plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje.

Desde el punto de vista paleontológico, los datos disponibles acerca de esta unidad, se limitan normalmente al horizonte de removilización limonitizado, con elementos fosfatados y calcíticos, que aflora en numerosas localidades centroibéricas en el tercio inferior o cerca de la base de la unidad SAN JOSÉ, *et al.* (1992). Dicho horizonte se conoce en los sinclinales de Corral de Calatrava, Puebla de Don Rodrigo, área de Almuradiel-El Centenillo, etc. En el presente estudio se ha encontrado 8-10 m por encima de la base de las Pizarras Cantera a orillas del Embalse de García de Sola, en el flanco S del sinclinal de Herrera del Duque, donde se identifican algunos braquiópodos (*Gelidorthis meloui* VILLAS, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS), raros trilobites (*Onnia?* sp., *Zetillaenus* sp.) y restos de ostrácodos y gasterópodos, indicativos del piso Vinicense-mediterráneo. Esta edad equivaldría a grandes rasgos al Burreliense medio británico, dentro de la nueva Serie Caradoc redefinida por FORTEY, *et al.* (1995). En una localidad próxima situada al E y en el flanco S del sinclinal (Hoja 756), los microfósiles reconocidos por ROBARDET, *et al.* (1980), de las Biozonas de *Jenkinochitina tanvillensis* y *Belonechitina robusta* de quitinozoos, indican asimismo una edad esencialmente Burreliense para la parte inferior de la unidad.

En las series paleozoicas aflorantes en la Zona Centroibérica meridional en sus sectores septentrionales y occidentales, la discordancia de la base de las «Pelitas con fragmentos» se sitúa sistemáticamente sobre las Pizarras de Cantera, en tanto que en sentido Noroeste-Sureste, progresivamente van apareciendo bajo dicha discordancia términos más altos de la serie «Alternancias superiores» o «Bancos Mixtos», «Caliza de Urbana», «Pizarras de Muro», etc., de tal forma que, en los sinclinales de Almadén, la serie se observa en conformidad aparente.

El Ordovícico Superior se muestra por tanto como un sistema de depósito con múltiples cambios laterales de facies y grandes variaciones en el espesor de las unidades litoestratigráficas. La presencia de emisiones volcánicas, plutonismo peralcalino y metamorfismo de grado muy bajo en el ámbito regional, así como las características de la discontinuidad estratigráfica del Caradoc, son hechos indicativos de una tectónica progresivamente más activa que comparte la paleogeografía a nivel cuencal durante el Ordovícico Superior.

2.2.7. Ordovícico terminal, silúrico y devónico inferior

La discontinuidad estratigráfica descrita ha sido relacionada por diversos autores con procesos de origen glacioeustático, potenciados por movimientos tectónicos HAFENRICHTER (1980), ROBARDET (1981), ROBARDET y DORE (1988).

En el conjunto sedimentario que aflora por encima de dicha discontinuidad se distinguen una serie de unidades litoestratigráficas que de muro a techo se denominan:

- a) Pelitas con fragmentos (Formación Gualija, Pizarras de Chavera, Pizarras del Muro, etc.).
- b) Cuarcitas de Las Majuelas.
- b') Pelitas con fragmentos.
- c) Cuarcita de Criadero.
- d) Grupo Cerro Escudero.
- e) Formación Doradillo.
- f) Formación Valdenmedio.

Aunque desde el punto de vista sedimentario la formación «Cuarcita de Las Majuelas» se encuentre genéticamente relacionada con las «Pelitas con Fragmentos», de la que constituye una intercalación mayor, el hecho de que aflore como una gran barra cuarcítica en todo el ámbito septentrional de la Zona Surcentroibérica ha llevado, por un lado, a ser correlacionada impropriamente con la «Cuarcita de Criadero» o «Cuarcitas de base del Silúrico», y por otro a tener que ser cartografiada en conjunto con otra barra de mucho menor espesor, aunque con presencia continuada, que sí se corresponde a la «Cuarcita de Criadero», base del Silúrico.

2.2.7.1. *Pelitas con fragmentos (11). Ashgill terminal*

Bajo esta denominación se engloban el conjunto de sedimentos heterolíticos, con cambios de espesor y litológicos muy rápidos, que se sitúan sobre la discordancia o límite de Tipo I ya reseñado.

En las series realizadas, los tramos basales están constituidos por arenas de grano medio-fino y matriz caolinitica, deleznables, de colores variables blanco a rojizo y aspecto masivo. Dispersos en estos sedimentos se observan cantos cuarcíticos desde milimétricos a decimétricos y de angulosos a subredondeados.

Sobre estas arenas, se encuentra la facies más extensiva de esta unidad. Se trata de fangolitas y lutitas arenosas compactas de color gris oscuro a negro masivas, en las que se observan cantos de cuarzo, cuarcita, cantos blandos y cantos de rocas intrusivas con tamaños desde milimétrico a centimétrico y ángulos a subredondeados (cantos blandos).

En estos sedimentos cuyo espesor varía entre 80 a 90 m en la transversal del Embalse García Sola, se intercalan capas centímetros a decimétricas y cuerpos métricos de areniscas cuarcíticas (cuarzarenitas y subarcosas) con desarrollo lateral variable. Estas areniscas muestran, en los cuerpos mayores, estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo de las capas.

Es característica común observar en estas areniscas fragmentos de cuarcitas con heterometría y redondeamiento similar al descrito para los englobados en la facies pelítica, así como pequeños eslumpamientos y «lag» de cantes blandos, acompañando cicatrices de amalgamación, en los tramos métricos de areniscas.

En general, la unidad se observa estructurada en varias megasecuencias, grano y estratocrecientes que finalizan con estas barras arenoso-cuarcitas.

El techo cartográfico, que no sedimentario, de esta unidad, es una barra con espesor entre 45 y 50 m y presencia constante, a cuyo techo de nuevo se tienen las facies de «Pelitas con fragmentos», por lo que es correlacionable con la «Cuarcita de Las Majuelas» descrita en la región de las Villuercas GIL CID, *et al.* (1976).

2.2.7.2. *Cuarcita de Las Majuelas, Pelitas con fragmentos y cuarcita de criadero (12). Silúrico (llandoveriano inferior)*

Como se describía anteriormente, la «Cuarcita de Las Majuelas» es la intercalación más potente y regionalmente continua que se da en la unidad de las «Pelitas con fragmentos». Su litología da lugar al tercer gran resalte topográfico en las series del sinclinal de Herrera del Duque.

Su espesor varía desde los 25 a los 40 m y en detalle se observan dos tramos cuarcíticos a muro y techo con un tramo intermedio constituido por alternancias decimétricas de cuarcitas blancas y lutitas grises con fuerte bioturbación en ambos casos. Los cambios laterales entre tramos son continuos y observables a escala métrica.

Los tramos cuarcíticos, están constituidos por capas decimétricas con base plana y techo con ripples que intercalan bancos con morfología de barra y retoque de ola a techo. Su constitución es de sublitarenitas a cuarzoarenitas, con escasa matriz limo-arcillosa (caolinítico-sericítica) y abundantes melanocratos (sulfuros, micas, glauconita, turmalina, círcón y apatito).

Es constante en estas cuarcitas encontrar cantes y bloques subangulosos de cuarcitas anteriores, normalmente con aureola ferruginosa, así como clastos redondeados de tamaño decimétrico y composición similar al sedimento.

Igualmente se ha observado la existencia de fracturación sinsedimentaria a nivel de capa y tramo con desarrollo local de eslumpamientos y cuñas métricas de intraclastos.

Sobre esta unidad y en conformidad aparente, se deposita un nuevo tramo de pelitas con fragmentos con espesores sumamente variables: desde escasos metros a decamétrico. Sus características litológicas son similares a las descritas para los tramos basales, aunque podría precisarse que contienen un menor número de cantes o fragmentos.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo la denominación «Pelitas con fragmentos» (incluida la «Cuarcita de Las Majuelas») son correlacionables con facies similares y sincrónicas que de forma extensiva aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, *et al.* (1980, 1981).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarinos (ice-drop paratillites), relacionados con la glaciaciación continental (inlandsis) de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo BEUF, *et al.* (1971).

ARBEY y TAMAIN (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de «ravinement» de edad infra-Llandovery que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciado.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo «mixtitas» SCHERMERHORN (1975), tienen un origen de tipo «mud-flow» gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciado en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las «Pelitas con fragmentos», FORTAIN (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET y DORE (1988), pero de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma, en el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclasticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, *et al.* (1991).

La datación del conjunto de la unidad se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de pelitas con cantos dispersos, conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.: ROBARDET y DORE (1988); BRENCHLEY, *et al.* (1991). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas secciones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARIS, (1990), y su relación con la «fauna de *Hirnantia*» permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARIS, *et al.* (1995).

Sobre estos sedimentos, se tiene una barra cuyo espesor no supera los 15 m, constituida por cuarcitas de grano fino gris oscuro a negras, fétidas, en capas decimétricas, alternando con lutitas y ampelitas gris oscuro a negras.

Este litosoma, con características prácticamente idénticas, se encuentra en todo el cierre perisinclinal de Herrera del Duque.

Son cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano fino con escasa matriz caolinitica y cemento silíceo, muy ricas en materia orgánica y con presencia de micas, sulfuros, circón, rutilo, turmalina, etc.

Las lutitas y ampelitas negras tienen constitución caolinítico-serícítica con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos.

Estas facies se ordenan en secuencias grano y estrato crecientes donde sólo en las capas gruesas del techo secuencial se observa laminación paralela y de ripples. A su vez estas secuencias conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente en el que el término pelítico de las secuencias de techo queda reducido a una lámina continua, que separa capas o bancos de ortocuarcitas gris a negras. Las pelitas y ampelitas negras intercaladas en esta unidad, no han proporcionado fauna datable.

Sobre esta unidad litoestratigráfica se superponen las ampelitas negras con graptolitos del Telychiense basal (Llandovery Superior). Por tanto, estas cuarcitas serían equivalentes a la Fm. Gualija RODRÍGUEZ NÚÑEZ, *et al.* (1989); SARMIENTO, *et al.* (1991).

De todo lo reseñado con anterioridad, puede deducirse que el límite Ordovícico-Silúrico, al igual que ocurre en toda la Zona Surcentroibérica, no puede establecerse con precisión, debido a la ausencia de datos paleontológicos en los sedimentos situados sobre la disconformidad ligada a la glaciación finiordovícica.

Este sistema de depósito, con unidades de características litológicas y posiciones cronológicas similares, que en unos casos son enteramente ordovícicas, en tanto que en otros son al menos proparte Silúricas («Cuarcita de Criadero»), configuran un contexto regional complejo, desde el punto de vista sedimento-lógico y paleontológico, al que se suma la dificultad de cartografiar la delgada barra de cuarcitas negras (Fm. Gualija y similares) y encontrar afloramientos de calidad en las pizarras suprayacentes que aporten la precisión cronológica requerida en ámbitos más locales, lo que en suma ha concluido, de una parte, en tener que cartografiar el sistema sin diferenciar miembros, como es el caso de estas hojas y de otra, en trabajos precedentes y contiguos, a la correlación de este sistema con la «Cuarcita de Criadero», lo cual es erróneo cronoestratigráficamente.

2.2.7.3. *Grupo Cerro Escudero (13). Silúrico*

En contacto neto con las cuarcitas negras anteriormente descritas, se tiene un tramo o miembro cuya litología, espesor y presencia son constantes en toda la franja septentrional de la Zona Surcentroibérica (Fm. Gaudarranquejo).

Se trata de pizarras negras ampelíticas (sapropelitas), de masivas a laminadas y con espesor entre 15 y 20 m. En este tramo, muy rico en fauna, se identifican asociaciones de graptolitos y conodontos del Llandovery Superior y Wenlock basal.

Sobre esta unidad, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a decimétricas de pizarras negras a grises y areniscas cuarcíticas, que intercalan capas de constitución volcanoclástica o rocas básicas muy alteradas, con un espesor medio de la serie en el Embalse de García Sola de 290 m, a la que se ha denominado en sectores próximos Formación Guadarranque.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano muy fino sin estructuras visibles o laminación paralela en los tramos basales en paso a secuencias centimétricas gradadas de tipo Td^e y Tc^e (Facies D de M&R, 1975). En el Embalse de García Sola la serie continua con tramos constituidos por secuencias HXM de grano medio en alternancia con las secuencias de afinidad turbidítica mencionadas con anterioridad.

Estas secuencias granodecrescentes se estructuran en ciclos de facies grano y estratocrecientes, de tal forma que, en los tramos de techo, desaparecen las secuencias de afinidad turbidítica y paulatinamente se adelgaza y desaparece el término M de las facies HCS amalgamándose las capas y constituyendo barras con espesores métricos y extensión lateral hectométrica. La constitución de estas barras ya es algo diferente; se trata de subarcosas a sublitarenitas de grano medio con cemento sílico y ferruginoso. La presencia de cantos blandos, parcialmente fosfatizados y ferrificados, es progresivamente más abundante hasta formar niveles de nódulos en las barras de techo.

El sistema de depósito del Grupo Cerro Escudero muestra una evolución desde facies de plataforma externa con fondo anóxico y situadas bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica, a medios de plataforma dominada por tormentas desde el offshore proximal al shoreface en los tramos de techo.

Las pizarras ampelíticas basales (Fm. Guadarranquejo), presentan escasos afloramientos debido a su escasa competencia y gran alterabilidad, que hace que la mayor parte de las ocasiones se presenten recubiertas o incluso resulten parcialmente eliminadas por mecanización de su parte basal. A unos 20 m de la base de esta unidad, en la vertiente SE de la Sierra de Velasco, las pizarras ampelíticas y los nódulos decalcificados incluidos en ellas proporcionan abundantes graptolitos: *Monograptus cf. priodon* (BRONN), *Torquigraptus tullbergi*? (BOUCEK), *T. cf. arcuatus* (BOUCEK), *Streptograptus cf. loydelli* STORCH & SERPAGLI, *Petalograptus cf. giganteus* (BOUCEK & MUNCH), *Metaclimacograptus*? sp., *Stomatograptus grandis* (SUSS) s.l., y restos de ortoceráticos. Esta asociación es característica del Telychiense (Llandovery superior), perteneciendo probablemente a la Biozona de *T. tullbergi* (Telychiense medio).

Ascendiendo en la sucesión, otros niveles con nódulos proporcionaron restos de ortocerátidos, en tanto que en las ampelitas de un afloramiento temporal se identifican: *Monoclimacis flumendosae* (GORTANI), *Monograptus flemingii* (SALTER) y *Pristiograptus cf. giganteus* (GORTANI), indicativos del Sheinwoodiense tardío (parte alta del Wenlock inferior).

La unidad potente de alternancias que sobreyace a las ampelitas (Fm. Guadarranque según RODRÍGUEZ NÚÑEZ, et al. (1989); = unidad basal del Grupo Cerro Escudero según PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994)), no ha proporcionado hasta la fecha restos fósiles determinables o con algún valor bioestratigráfico, salvo los niveles inmediatos al techo. Sin embargo, de acuerdo con estos fósiles encontrados cerca de la base de la unidad cuarcítica suprayacente, el límite Silúrico/Devónico debe situarse en el tercio superior de la formación alternante. En consecuencia, el depósito de esta última tuvo lugar durante un lapso de tiempo considerable que abarcaría el Wenlock superior (Homeriense), la totalidad del Ludlow y el Prídoli, y con seguridad parte del Devónico basal (Lochkoviense). Ello, unido a las facies sedimentarias, hace probable la existencia, en el seno de la unidad, de hiatos o lagunas en número, amplitud o extensión difícil de valorar a falta de argumentos paleontológicos.

2.2.7.4. Cuarcita del Cerro Doradillo (14) (devónico basal)

Sus afloramientos se restringen al núcleo del cierre perisinclinal de Herrera del Duque y ocasiona el cuarto escarpe cuarcítico de la serie paleozoica en esta estructura.

Estas barras cuarcíticas han recibido distintas denominaciones «Cuarcita basal», «Cuarcita de base del Devónico», «Cuarcita de las Cuevas», «Capas de San Pablo», etc. pero, como se describía con anterioridad, dada la evolución de las facies litológicas y su estructuración en un ciclo de facies grano y estrato creciente, estas barras cuarcíticas tienen una validez cartográfica y cronoestratigráfica local, aunque el problema no alcance la entidad del desarrollado en el tránsito Ordovícico-Silúrico.

La «Cuarcita de Doradillo» tiene un espesor promedio de 25 m en esta Hoja y son cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. Tiene abundantes melanocrotos (sulfuros, apatito, colofona, circón, rutilo, glauconita, etc.) dispersos y acumulados en láminas.

Las facies arenosas de esta unidad, tienen una estructuración idéntica a la ya descrita para las barras del grupo. Son secuencias BPHX y BHX. El término B son acúmulos de cantos blandos fosfatizados y con orla ferruginosa o bioclastos en diverso estado de conservación. Hay bancos métricos, en los niveles superiores de la unidad, con estratificación cruzada tabular y rip-plies a techo de los bancos.

En el sistema de depósito del grupo, esta barra representaría los depósitos del shoreface proximal y foreshore en la plataforma dominada por tormentas.

La Cuarcita del Doradillo fue considerada por PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994), como posiblemente de edad Silúrico terminal, en ausencia de argumentos paleontológicos. Sin embargo, durante los trabajos para la presente Hoja, se descubrió un importante yacimiento fosilífero, en los niveles arenosos de transición entre esta formación y la unidad infrayacente, que se sitúa en el km 24 de la carretera comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros. Los restos aparecen muy fragmentados y acumulados por corrientes en la base de 2 ó 3 bancos de arenisca micácea, reconociéndose braquiópodos como *Microsphaeridiorhynchus*? cf. *nucula* (SOWERBY) o *Ancillottoechia*? sp., trilobites como *Trimerus* cf. *acuminatus* (TROMELIN & LEBESCONTE) y phacópidos indeterminables, numerosos nautiloideos ortocónicos, gasterópodos (*Plectonotus* sp.), bivalvos (2-3 especies) y restos de equinodermos (placas columnares de pelmatozoos). Entre todos estos elementos, el trilobites señala una edad Lochkoviene (Biozona de *Monograptus hercynicus*), y esta misma especie ha sido registrada por encima de la Cuarcita del Risquillo al menos en otra localidad centroibérica PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994). Por ello, la formación cuarcítica se data con seguridad como Devónico basal, y los resultados aquí expuestos implicarían que los niveles lochkovienses previos (Biozonas de *Monograptus uniformis* y *M. praehercynicus*) deben estar representados en la parte superior de la unidad infrayacente, con la que guarda aparente continuidad estratigráfica.

2.2.7.5. Formación Valdenmedio (15). Devónico inferior

Sobre la barra de cuarcitas blancas, «Cuarcita de Doradillo», la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas de color marrón a grisáceo en capas de

centimétricas a decimétricas, en las que no se ha encontrado fauna clasificable, pero que dada su posición estratigráfica y correlación cartográfica regional, se correspondería con los materiales de la Formación Valdenmedio. PARDO ALONSO, *et al.* (1994) del Devónico Inferior.

Son escasos los afloramientos de calidad en estos materiales, por lo que su descripción se limita a las observaciones realizadas en la serie de la carretera comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros entre los Kms 24 y 25 y en tramos discontinuos aflorantes en la margen derecha del Embalse García Sola.

El espesor máximo medido para esta formación es de 150 m, y pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior en facies heterolíticas con predominio de lutitas gris verdosas en las que se intercalan láminas y capas milimétricas a centimétricas de areniscas grises a amarillentas con laminación paralela o lenticular (linsen), en paso gradual al tramo superior constituido por secuencias HXM y PHM WALKER, *et al.* (1983). Serían facies del grupo hummocky (HCS) de grano medio y fino GABALDÓN (1990). Hacia techo, las capas se amalgaman perdiendo el término M y constituyendo un ciclo de facies grano y estrato creciente, aunque dado lo parcial de las observaciones esta conclusión debe entenderse dentro del contexto local.

En los niveles superiores de la serie e intercalada entre facies HCS de grano medio, normalmente en secuencias PX amalgamadas, se ha encontrado una capa decimétrica con base débilmente erosiva. Se trata de un conglomerado granosoportado, gradado, cuyos cantos son de cuarzo y cuarcita bien redondeados, y no superan los 0,5 cm: la matriz es arenoso-limosa, el cemento silíceo y en muy escasa proporción fosfatado (apatito y colofana).

Dada su composición y estructuras internas, se trataría de un grain-flow, correspondiente al término inferior (a) de una turbidita intercalada en facies HCS de grano medio. Son pues sedimentos depositados en una plataforma dominada por tormentas que muestran una evolución desde facies de plataforma externa en los tramos basales a facies de offshore interno y shoalface en los tramos de techo.

2.3. TERCIARIO

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Proterozoico y Paleozoico en el área del proyecto afloran los sedimentos que rellenan la Cuenca Media del Guadiana, atribuidos al Terciario y al Cuaternario. El macizo cristalino de Mérida divide la cuenca principal en dos subcuenca de evolución sedimentaria paralela, aunque con características propias. La Subcuenca de Madrigalejo es la más septentrional de ellas.

Las unidades litoestratigráficas atribuidas al Terciario y diferenciadas cartográficamente son de muro a techo:

- a) Formación Madrigalejo.
- b) Glacis rojo antiguo.
- c) Formación Valdeazores (Abanico de las Villuercas).

Hay que destacar que los intentos realizados en el contexto del Terciario para la datación de estas formaciones, han resultado baldíos. Las muestras recogidas y estudiadas por el equipo de paleontología de la UCM no han proporcionado ningún resto identificable y por tanto la cronología que se propone es la normalmente aceptada en el ámbito regional.

2.3.1. Formación Madrigalejo

Es la que ocupa una mayor extensión cartográfica, aunque los buenos afloramientos son escasos y parciales. Este hecho se deriva de la naturaleza de los materiales de esta formación, la edafización superficial y la intensidad de las labores agrícolas asentadas sobre estos sedimentos. Por tanto, salvo en canteras aisladas y taludes de los grandes canales, donde se han levantado las series representativas y se ha realizado la toma de muestras, existen grandes extensiones en las que la pobreza de datos es significativa. En gran medida este hecho queda suplido por los trabajos realizados por E.N. ADARO, tanto los incluidos en el «Programa de Investigación de minerales radiactivos» (1977) como la «Investigación de arcillas en las Áreas de Miajadas y Madrigalejo para la Junta de Extremadura» (1993), en los que se realizaron sondeos, calicatas y toma de muestras dentro del área de este proyecto y que aportan datos sustanciales, especialmente el último, para la interpretación estratigráfica y composición litológica de las distintas facies que se describen a continuación.

2.3.2. Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (16 y 17)

Paleógeno-Neógeno inferior

Los afloramientos en los que ha podido observarse el contacto de esta formación, en cualesquiera de sus litologías, con los materiales del Precámbrico o Paleozoico, el tramo basal está constituido por un conglomerado matriz soportado, de espesor variable (1 a 5 m) con cantos subángulos o subredondeados, heterometría muy acusada y composición de cuarzo mayoritario y fracciones menores de grauvacas, cuarcitas, lítitas y rocas ígneas. La matriz es arenoso-lutítica y con débil cementación ferruginoso-silícea. Los caliches, en uno o varios horizontes de espesores centimétricos, se encuentran normalmente presentes acompañando el contacto erosivo. Este tramo basal no ha podido ser cartografiado dada su escasa potencia y su afloramiento discontinuo.

En esta Hoja, en su sector NO, los sedimentos que se encuentran sobre la discordancia son conglomerados granosportados con un espectro monomítico de cantos redondeados y heterométrica poco acentuado de grauvacas y pizarras del Precámbrico. El espesor mínimo observable es de orden decamétrico y dado su extensión lateral ha sido cartografiado. Lateralmente pasa de forma gradual a facies conglomeráticas como las anteriormente descritas y en sentido SE se interpenetra con las facies arcilloso-limosa de la formación Madrigalejo.

En este conglomerado es muy difícil observar estructuras internas. Su aspecto es masivo y sólo en un punto se ha observado una colada con cantos imbricados que marcan una dirección y sentido de aportes de NO a SE.

En paso gradual, aunque rápido, se encuentra la facies arcilloso-limosa o Arcillas de Madrigalejo s.str. Fundamentalmente está constituida por arcillas de colores variados y capas versicolores: verdes, grises, marrones, verde-rosadas, etc. Son muy plásticas y suaves al tacto. La fracción limo-arenosa es muy escasa. En los afloramientos superficiales esta litología es la que normalmente se presenta.

En las series donde aflora un mayor espesor de esta formación, Km 1 del Canal de las Dehesillas y Presa del Azud, se observa que la monotonía litológica es sólo un hecho aparente. Estas series muestran que en los ámbitos centro-septentrionales la Formación Arcillas de Madrigalejo se estructura en secuencias granodecrescentes de mayor a menor complejidad litológica.

En general son secuencias (Gm, Gt → Sp, Sr → Fl, Fsc) con espesores métricos, que tienen un término basal constituido por conglomerados con base erosiva y grano soportados, aunque con matriz abundante. Los cantes están de subredondeados a redondeados, tienen heterometría marcada y un espectro que varía desde un dominio total de la fracción de procedencia precámbrica (grauvacas y pizarras), a contenidos similares de la fracción cuarzo-cuarcita con respecto a la anterior. La evolución composicional en estos cuerpos, en los términos descritos, es mucho más acusada en sentido NO-SE que en el sentido NE-SO. La estructuración de estos cuerpos es variable, desde aspecto masivo donde sólo se observa una grosera granoclasicación, a cuerpos con estratificación cruzada tabular, canales imbricados con estratificación cruzada en surco, cuerpos con morfología convexa, etc.

En paso gradual, se tienen limos con arena de color amarillento con laminación paralela y de ripples, compactos, con cemento carbonatado, que hacia techo evolucionan a fangolitas grises o verdosas, con linsen de limos amarillentos, para finalizar con tramos de lutitas grises o pardas, arenosas, ricas en materia orgánica, con restos vegetales, bioturbación y pisolitos ferro-manganesíferos dispersos con tamaño hasta de 1 cm, que a veces, constituyen niveles centimétricos. Hay horizontes de encalchamiento intercalados en los términos superiores de la secuencia.

Aunque las observaciones parciales no permiten una mayor precisión, puede decirse que en la agraciación, el término inferior de estas secuencias disminuye de espesor o desaparece comenzando por los materiales limo-arenosos.

En la franja meridional, los cuerpos siliciclásticos gruesos tienen una entidad mucho menor, su desarrollo lateral no permite cartografiarlos y la estructuración secuencial no es claramente observable, aunque los escasos afloramientos y la parcialidad de la serie expuesta impidan conclusiones más definitivas.

Aunque la potencia máxima aflorante no supera los 29 m, se conoce que en áreas colindantes (Hoja n.º 754) situadas al SO, un sondeo atravesó 97 m de esta formación.

Los análisis realizados muestran que la composición promedio de las arcillas es: illita 51%, caolinita 13%, esmectita 9% y clorita 1%.

En algunas muestras se ha detectado la presencia de arcillas de tipo fibroso a nivel de indicio.

Entre la fracción no arcillosa el cuarzo es el más abundante con un 18%, seguido por el feldespato 5%.

La composición promedio de los limos amarillentos es cuarzo 50%, feldespatos 12%, ilita 18%, caolinita 11%, esmectita 6% y clorita 3%.

En el contexto general descrito para la Formación Madrigalejo, la distribución areal de facies, asociaciones y cinturones de facies, configura un sistema de depósito en el que, en el borde noroccidental de la cubeta terciaria, se tienen abanicos aluviales con transporte en masa de alta densidad (conglomerados monomicticos) aparentemente confinados morfológicamente por fracturas NNE (borde de la subcuenca) y las NNO. Serían por tanto sedimentos molásicos o tectofacies de borde activo descritos en cuencas similares. El cinturón de facies con secuencias granodecrescentes, aflorante al Sur del anterior, son depósitos de la red fluvial, por las características descritas de tipo braided, que se desarrolla frontal y lateralmente a los abanicos aluviales. Esta red braided parece bastante localizada en una franja subparalela al borde septentrional y cuyo límite meridional se encontraría al Sur del Canal de las Dehesas.

Las direcciones de corriente muestran que los flujos prioritarios se establecían en sentido NE-SO y NNE-SSO.

Por último, el cinturón de facies meridional sin apenas siliciclásticos gruesos y con abundancia de arcillas bioturbadas y niveles de pisolitos, representarían los depósitos de llanura de inundación más distal del sistema fluvial.

La inmadurez de los siliciclásticos con feldespatos no alterados, los encostramientos a distintos niveles en la serie, la abundancia de la fracción esmectítica en las arcillas (iluviaciόn y neoformación) junto a las formas canalizadas ya descritas, abogan por una climatología con marcada estacionalidad, posiblemente un clima subtropical con una estación húmeda corta de fuerte pluviometría.

2.3.3. Glacis rojo (18). Neógeno inferior

De esta unidad litoestratigráfica sólo quedan escasos afloramientos inconexos en la Hoja de Valdecaballeros, situados en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos.

En general son conglomerados con cantos de cuarcita subangulosos, marcada heterometría, fuerte rubefacción y abundante matriz lutítica roja. Cuando se observa el contacto con los sedimentos de la Formación Madrigalejo es erosivo. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la superficie fundamental (S_1), en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transporte en masa.

Este cambio climático que produce las alteritas y depósitos rojos, que se encuentran tanto en estos afloramientos como en el contacto de los sedimentos de la Formación Madrigalejo con la Formación Valdeazores del abanico de las Villuercas, se correspondería con el descrito por MARTÍN SERRANO (1986), para la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico, como etapa

roja final, a la que asigna una edad Mioceno Inferior. Esta edad, representaría que la Formación Madrigalejo, sobre la que se encaja en la Cuenca del Guadiana esta unidad roja, tendría una edad Paleógeno-Mioceno Inferior, cronología que se asume dada la imposibilidad de dataciones paleontológicas.

2.3.4. Formación Valdeazores. Mioceno inferior-Plioceno

En discordancia sobre la Formación Madrigalejo y el Glacis rojo, se tiene una formación con amplia representación cartográfica en la Hoja de Valdecaballeros.

En cartografía se han distinguido dos miembros: el Inferior con predominio de los siliciclácticos de grano fino y el Superior con predominio de las facies de conglomerados.

El color generalizado es pardoamarillento con tintes rojizos hacia la base y techo. Se corresponde con la serie ocre del Neógeno de MARTÍN SERRANO (*op. cit.*).

2.3.4.1. Limos, arenas, lutitas y gravas (19). Mioceno inferior-Plioceno

Las series realizadas en la carretera de Obando a Guadalupe, Kms (54 a 55) muestran que este miembro está constituido por tramos decamétricos de limolitas arenosas y fangolitas limo-arenosas, de colores amarillentos a ocres, en los que se intercalan capas decimétricas a métricas de conglomerados.

En las facies de conglomerados se tienen desde los matriz soportados con cantos subangulosos de cuarcita y cuarzo, fuerte heterometría y matriz arcillosa, cuya moda se sitúa entre 3 a 4 cm y un centímetro de hasta 25 a 30 cm en el vértice Norte, a los granosoportados con cantos subredondeados, homométricos con una moda en 1 a 2 cm y centímetro en 2 a 3 cm. En este caso, el espectro de esta facies es más variado encontrándose, desde casos en los que son casi exclusivamente cantos de pizarra alterados, hasta composiciones con fracciones variadas con cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, pizarras, grauwacas, etc. En el caso de los conglomerados matriz soportados, los cuerpos masivos con base plana a débilmente erosiva, tienen continuidad lateral a veces kilométrica. En el caso de los conglomerados granosoportados, los cuerpos muestran estratificación cruzada plana y en surco, base erosiva, canales imbricados, ribs de cantos y normalmente extensión lateral decamétrica a métrica.

Las facies heterolíticas de grano fino y medio son las más representativas en las series aflo-antes en todo el borde meridional de este miembro.

Se trata de limolitas arenosas con aspecto masivo, bioturbadas, que hacia techo suelen pasar a fangolitas con laminación paralela y estratificación lenticular. Son escasas las capas de lutitas grises, plásticas, como techo de estos tramos.

Las arenas limo-arcillosas, a veces con grava dispersa, es la facies menos abundante y normalmente asociada a los conglomerados, bien a techo de estos cuerpos o como pasos lateral, por lo que su composición litológica es similar a la de los conglomerados.

Estas facies se asocian en secuencias grano-decrecientes de tipo Gm/Gt → Sm/Sh → Fl → Fsc en la franja meridional, en tanto que hacia el borde septentrional estas secuencias evolucionan a Gms/Gm de espesores decamétricos.

La articulación horizontal y vertical de las asociaciones de facies descritas se integra en un sistema de abanico aluvial, desde zonas apicales en el Norte a la llanura braided en la franja meridional, definida por facies de sheet-flood y de relleno de canales entrecruzados con deriva lateral bastante rápida.

2.3.4.2. *Conglomerados, gravas y arenas (20). Plioceno*

Sobre los materiales anteriormente descritos, se encuentran un litosoma constituido casi exclusivamente por conglomerados grano soportados (Gm), redondeados, con cantos de cuarcita casi exclusivamente en su composición. La escasa matriz es arenosa (subarcosa o sublitarenita). Su aspecto es masivo, son muy escasos los puntos donde pueden observarse cicatrices erosivas. La heterometría no es muy marcada, la moda se establece en 10 a 12 cm y el centil en 18 a 20 cm. El espesor promedio aflorante se sitúa entre 8 a 15 m.

Junto con el miembro anteriormente descrito constituye un ciclo simple, grano y estrato creciente (coarsening-thickening upward).

El sistema de depósito de la Formación Valdeazores responde a un abanico aluvial desarrollado a partir de la topografía inicial de la Formación Madrigalejo retrabajada en el período rojo intermedio, y como respuesta a los movimientos tectónicos y climáticos acrecidos durante el Mioceno Inferior.

El resultado es un abanico de procedencia Norte (Villuercas), con un ciclo evolutivo simple, cuyo incremento de los procesos proximales parece responder a una causa tectónica inicial sin movimientos ulteriores. Sin embargo, la presencia de facies de relleno de canal en conglomerados grano-soportados de constitución litarenítica (grauwacas y pizarras) muy alterados, son indicativos de posibles movimientos tectónicos en zonas apicales o bien períodos climáticos discretos con mayor disponibilidad hídrica o ambas causas. También es factible que hacia techo del miembro superior, el encajamiento superase el levantamiento, lo que explicaría la tendencia en este miembro a un aumento del tamaño de los cantos, un lavado de la matriz, y una mayor rubefacción, debido al cinturón activo con reelaboración de los materiales depositados previamente y de los procedentes de la zona apical originado por dicho encajamiento. Este modelo final, es el resultado del cambio de nivel de base con el que comienza el ciclo de los depósitos del Cuaternario.

2.4. CUATERNARIO (21), (22), (23), (24), (25), (26), (27), (28), (29) Y (30)

Dada la ausencia de dataciones sobre los depósitos cuaternarios, éstos han sido ordenados según la cronología relativa más probable.

Los coluviones (21) son depósitos gravitacionales que cubren las laderas regularizadas que jalona todos los relieves cuarcíticos, así como todos los escarpes producidos por la incisión

fluvial sobre la raña pliocena, aunque en este último caso se ha optado por su no representación, dado que habrían enmascarado los contactos que separan las diferentes unidades del Terciario infrayacente.

La composición de este recubrimiento está condicionada por la litología del sustrato sobre el que se asienta:

- Materiales limo-arcillosos con cantos y bloques de cuarcitas y pizarras en los relieves cuarcíticos.
- Materiales constituidos, en su mayor parte, por cantos y bloques cuarcíticos con escasa matriz. Son las pedreras o canchales adosados a los relieves cuarcíticos más importantes, y que pasan lateralmente a los coluviones anteriores.
- Arcillas y limos con cantos cuarcíticos redondeados, en las laderas que descienden desde el escarpe de la raña pliocuaternaria.

Su espesor puede alcanzar la decena de metros, especialmente en algunas de las laderas de los relieves cuarcíticos.

En cualquiera de las tres situaciones anteriores las pendientes de estos depósitos aparecen regularizadas en relación con los cauces actuales, por lo cual, cabría pensar en una edad estrictamente cuaternaria para los mismos. No obstante, en el caso de los relieves cuarcíticos, los mantos o niveles más profundos de estos depósitos ya existían previamente a su enterramiento bajo los sedimentos de la serie ocre (19). Posteriormente han sido exhumados evolucionando y regularizándose de acuerdo con el encajamiento de red hidrográfica.

En base a lo anterior, la edad asignada abarca desde el Mioceno hasta la actualidad.

Los glacis de la tercera generación (23) corresponden al primer nivel de regularización de vertientes en el encajamiento de la red bajo la raña ocre (22) o glacis G_2 . Son depósitos de abanico en sus ápices o puntos más altos, o bien con características fluviales en sus puntos más bajos, constituidos por arcillas, limos y arenas con cantos cuarcíticos y colores rojizos, aunque menos intensos que los de la alterita y depósitos rubefactados del Mioceno inferior.

Presentan un espesor variable entre 0,5 y 3 ó 4 m.

Con las mismas facies, características litológicas y espesor que las de los depósitos anteriores, se desarrollan los glacis G_4 (24) con leve encajamiento (10 m) bajo los anteriores.

Los puntos más bajos de estos depósitos se aproximan notablemente a los cauces actuales, quedando a tan sólo unos 15 m sobre los mismos, con una morfología de glacis-terraza. De hecho, en el ángulo NE de la Hoja se produce un paso lateral entre un glacis G_4 y el único nivel de terraza (25) identificado. También se han podido identificar a lo largo del río Ruecas como una terraza colgada sobre el cauce del mismo.

Estos materiales aparecen constituidos por gravas, arenas y arcillas, con colores claros y espesores en torno a los 2 ó 3 m.

Las edades asignadas a los tres depósitos anteriores (23, 24 y 25) son Pleistoceno inferior para el primero y Pleistoceno medio y superior para los dos restantes.

Con escasa representación en la Hoja se han diferenciado depósitos de origen aluvial-coluvial (26) que cubren algunos suaves relieves situados entre los glaciares G_4 y los cauces actuales, por lo cual, son considerados con una edad Pleistoceno superior-Holoceno. Se trata de arcillas, limos y arenas con cantos dispersos y espesores inferiores a 2 m.

Los glaciares recientes o actuales (27) aparecen como vertientes que enlazan con los fondos de valle, por lo que son considerados como holocenos. Aparecen constituidos por limos, con cantos dispersos procedentes de los glaciares más altos y un delgado espesor.

En relación con los ríos Cubilar y Gargáligas, así como con sus tributarios, que descienden desde la Raña de Valdeazores, se han desarrollado extensas llanuras aluviales (28), cuyos depósitos están constituidos por arcillas, limos y arenas, con lentejones de gravas y un espesor próximo a los 3 ó 4 m.

Los aluviales de fondo de valle y de los canales encajados en las llanuras aluviales (29), aparecen constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas, con espesores que pueden oscilar entre 1 y 3 m.

Por último, se han podido identificar diversos deslizamientos (30) sobre los escarpes situados bajo la Raña de Valdeazores. Estos son el resultado de la desestabilización de la formación neógena (19) que descansa sobre el Paleógeno arcilloso (17), dado que este último ha debido actuar como una pantalla impermeable, favoreciendo la acumulación de agua en la base del Neógeno y por tanto, los deslizamientos gravitacionales. Estos materiales aparecen como masas caóticas constituidas fundamentalmente por la serie superior (limos, arenas y cantos cuarcíticos) con una morfología irregular y todavía no regularizada en relación con los cauces actuales.

3. TECTÓNICA

3.1. ENCUADRE REGIONAL

El área de estudio se sitúa en el borde oriental del Domo Extremeño, gran antiforme jalónado por las sierras de Cuarcita Armoricana correspondientes a las Sierras de las Villuercas, Castuera, Cañaveral, etc. En relación al segmento hercínico correspondiente a la península ibérica, el Domo Extremeño queda comprendido dentro de la Zona Centroibérica, en el sentido de JULI-
VERT, *et al.* (1972), o bien en la subzona Lusooriental-Alcudica, en el sentido de LOTZE (1945).

La configuración estructural de los materiales de la Hoja es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, las más importantes de las cuales corresponden a la Orogenia Hercínica. Existen además evidencias de otras deformaciones anteriores, cuyos efectos fueron enmascarados con posterioridad, por lo que resultan difíciles de observar. De menor importancia son las deformaciones posteriores a la Orogenia Hercínica, atribuibles a la orogenia alpina y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Toda la Hoja está estructurada por la esquistosidad de la primera fase hercínica, que lleva asociado un metamorfismo de muy bajo grado a bajo grado. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a extensos sectores intensamente deformados.

Deformaciones prehercínicas

Para abordar el análisis de las deformaciones prehercínicas hay que tratar, por un lado, la problemática referente a los conjuntos litoestratigráficos y a las discordancias que los limitan. Por otro, las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que son claramente anteriores a la deformación de 1.^a fase hercínica.

El primer aspecto ya ha sido analizado en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A través de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres series: inferior, media y superior, separadas por dos discordancias y con edades Rifeense Superior, Véndico Superior y Cámbrico Inferior respectivamente BRASIER, *et al.* (1979); LIÑÁN, *et al.* (1984); LIÑÁN y PALACIOS, (1987); SAN JOSÉ, *et al.* (1990), entre otros.

No obstante, no existe acuerdo unánime en relación con la existencia de dos discordancias, que de hecho sólo han sido situadas de forma continua a lo largo de un mismo corte en el Domo de las Hurdes ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA (1988). Dichos autores señalan cómo lateralmente el grupo intermedio llega a acuñarse superponiendo ambas discordancias.

ÁLVAREZ-NAVA, *et al.* (1988) realizan una síntesis y propuesta de correlación entre los principales anticlinorios de la Zona Centro Ibérica, estableciendo con ella los tres grupos mencionados (Tabla I).

Ni en esta Hoja ni en el ámbito del Proyecto, afloran materiales del Grupo Valdelacasa, por lo que no se pueden aportar nuevos datos sobre esta discusión.

En el ámbito de las Hojas del Proyecto se definen claramente dos discordancias. La más baja separa un conjunto inferior con un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican basculamientos y grandes pliegues, cuyas trazas axiales pueden ser situadas, de forma aproximada, mediante el control de las inmersiones de pliegues B, y lineaciones L_{o-1}, generados por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del Grupo Ibor-Navalpino presentan estilo tectónico similar a los materiales paleozoicos. La otra discordancia se detecta en el muro de los materiales del Ordovícico Inferior, con los que se inicia el ciclo paleozoico, y que se disponen en discordancia angular y erosiva, sobre los materiales precámbrios tanto del grupo inferior como superior.

En diversos trabajos anteriores y en especial en las distintas Hojas geológicas (Plan MAGNA) ya realizadas, se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de dichos pliegues, bien al ciclo Cadomense o bien a la deformación anterior al Ordovícico. Esta última viene siendo designada como Fase Sárdica, aunque DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), indican que la utilización de este término es errónea, dado que, donde fue definido por HAMMANN, *et al.* (1982) corresponde a una edad Ordovícico medio-superior.

La asignación de los grandes pliegues anteordovícicos a esta última etapa de diastrofismo sólo es posible cuando aquellos afectan a los materiales del Cámbrico inferior alto. Tal como ocurre en los Montes de Toledo occidentales MORENO (1977) o, según la bibliografía en Portugal OEN ING SOEN (1970); RIBEIRO (1974); CORREIA (1994). En la primera localidad dichos pliegues aparecen con dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante el plegamiento hercínico, presentando la misma geometría de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charnelas agudas. Sin embargo en Portugal los pliegues asignados a deformación «sárdica» presentan la geometría de pliegues en caja («box folds»), con dirección NE-SO y por tanto aproximadamente ortogonal a los pliegues de 1.^a fase hercínica, considerando una etapa extensional para su origen.

No obstante, hay que tener en cuenta que en Portugal las facies vénidas y del Cámbrico inferior no han sido identificadas, (posiblemente hayan sido erosionadas previamente al depósito de la Cuarcita Armoricana) y los autores portugueses han venido considerando que el CEG debe alcanzar la edad Cámbrico Superior. En cualquier caso no hay datos fehacientes de que el plegamiento mencionado sea «sárdico».

En el Domo de las Hurdes RODRÍGUEZ ALONSO (1985) también menciona la existencia de pliegues prehercínicos en dirección NE-SO.

En el Anticlinal de Alcudia PALERO (1993) describe una deformación intraprecámbrica descartando su posible asignación a la etapa «sárdica», dado que mediante el análisis de lineaciones de intersección este autor evidencia la existencia de una deformación anterior al Vénídico, dado que dichas alineaciones presentan inmersiones variables en el Grupo Domo Extremeño, situado bajo la discordancia y aparecen en posición subhorizontal en el Vénídico situado sobre la misma discordancia.

De esta manera en el conjunto del Macizo Hespérico lo más general y característico es la presencia de un plegamiento intraprecámbrico (anterior al Vénídico Superior) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia más general y ya admitida por los distintos autores, que separa el Grupo Domo Extremeño del Grupo Ibor-Navalpino.

Posteriormente y antes del Ordovícico debió de producirse plegamiento y fracturación de carácter extensional según algunos autores y con carácter discontinuo y posiblemente localizado en relación con determinados accidentes.

En relación con las meso y microestructuras existen diversas citas de pliegues métricos, previos a la esquistosidad principal y de 1.^a fase del hercínico RODAIQUEROL (1980); LÓPEZ DÍAZ (1992); ÁLVAREZ-NAVA y ROBLES CASAS (1988), etc. Estos últimos autores describen incluso la existencia de una esquistosidad también visible al microscopio, anterior a la 1.^a esquistosidad hercínica.

El análisis de la serie paleozoica también ha permitido deducir la existencia de otros períodos con actividad tectónica de carácter distensivo QUESADA (1992). Tal es el caso de las vulcanitas emplazadas en las series Silúrico-Devónicas (especialmente en Almadén) y de la laguna del Devónico Superior detectada en el sinclinal de la Sierra de S. Pedro o en el de Guadalmez y atribuida a la actuación de fallas lístricas que durante la deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos LÓPEZ DÍAZ (1991).

Deformación hercínica

En el conjunto de la ZCI no son los grandes pliegues de 1.^a fase los que configuran su estructuración principal y como consecuencia la morfoestructura de su paisaje, al existir en las series paleozoicas numerosos tramos cuarcíticos resistentes a la erosión y en especial las Cuarcitas Armorianas, las cuales son consideradas como los niveles de referencia en la definición de los grandes sinclinalorios y anticlinorios.

La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases de deformación dúctil y frágil-dúctil y la etapa de fracturación tardihercínica.

En el Área de Salamanca DÍEZ BALDA (1986); MARTÍN IZARD (1986), etc. y en el Sistema Central GONZÁLEZ-LODEIRO (1980); MACAYA, *et al.* (1991), así como en el conjunto de la ZCI DÍEZ BALDA, *et al.* (1990) se han definido hasta cuatro fases hercínicas. La primera da lugar a una fase de plegamiento sinesquisto sin vergencia definida. La segunda ha sido interpretada recientemente DÍEZ BALDA, *et al.* (1992) como una cizalla subhorizontal, de varios kilómetros de espesor, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de estos autores dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

Al Sur del Sistema Central esta fase sólo aparece de forma muy localizada: Sinclinal de Guadarranque MORENO (1977); GIL SERRANO, *et al.* (1984); MONTESERÍN (1985) y NOZAL (1985) y en Los Yébenes VÁZQUEZ, *et al.* (1992) apareciendo como una 2.^a esquistosidad de crenulación de la 1.^a fase, pero que en el Sinclinal de Guadarranque llega a producir bandas de cizallamiento y transposición de S_1 y S_0 .

La 3.^a fase aparece como un plegamiento a todas las escalas con esquistosidad asociada y una dirección aproximadamente homoaixial con la primera, al menos en el Área de Salamanca. Hacia el Sur esta fase no ha sido identificada.

Por último, las estructuras de carácter dúctil-frágil, designadas en Salamanca como 4.^a fase de deformación con dirección de acortamiento E-O (DÍEZ BALDA, *op. cit.*), deben corresponder a lo que, en el sector meridional de la ZCI, se ha designado como 2.^a fase PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992 y 1993), describiéndose como una etapa de cizallamiento frágil, con numerosas fallas transcurrentes senestras, con dirección NO-SE a E-O y diversas mineralizaciones asociadas.

En este Proyecto se ha caracterizado una 3.^a fase de dirección N160°E.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La mayor parte de esta Hoja se halla cubierta por depósitos terciarios y cuaternarios. En su tercio oriental aflora toda la sucesión paleozoica estructurada según un cierre periclinal-sinclinal (Sinclinal de Herrera del Duque), notablemente alterado por fracturas posteriores, así como la serie ordovícica del anticlinorio de Valdecaballeros.

En el ángulo NO afloran materiales rifeenses con una esquistosidad-subparalela a la estratificación, con dirección N50° a N60° E. En este mismo sector se eleva el fuerte relieve residual correspondiente al pequeño batolito de Logrosán.

3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En esta Hoja la existencia de una etapa de deformación prehercínica se deduce de una parte por la discordancia angular y erosiva de los sedimentos del Ordovícico Inferior sobre el Precámbrico y de otra por la disposición geométrica de las capas previamente plegadas a la primera fase hercínica.

La deformación hercínica tuvo lugar a través de tres fases de plegamiento sinesquistoso, la última de las cuales puede estar relacionada con la actuación de importantes cizallas verticales senestras de carácter frágil o frágil-dúctil.

Posteriormente se produjo una etapa de fracturación tardihercínica.

Los movimientos alpinos dieron lugar al desnivelamiento de la superficie fundamental y a la creación de la Cuenca alta del Guadiana, mediante la reactivación de fracturas preexistentes.

3.3.1. Deformaciones prehercínicas

Los reducidos afloramientos y la monotonía litológica de los materiales rifeenses en esta Hoja, no facilita la observación de estructuras mayores atribuibles a las deformaciones prehercínicas, a excepción de la discordancia del Ordovícico Inferior.

La fase intraprecámbrica que estructura el Grupo Domo Extremeño, previamente al depósito del Grupo Ibor-Navalpino, sólo se detecta en esta Hoja (meso y micro) en estructuras, concretamente en el buzamiento de la linearidad de intersección entre la S_0 y la S_1 principal atribuible a la primera fase hercínica, y en el buzamiento de los ejes de los pliegues de primera fase, que implica una superposición de fases de plegamiento.

Estas estructuras se observan sobre todo en los escasos afloramientos del sector suroriental de la Hoja, ya que la intensa deformación de los materiales del sector occidental, causada por la superposición de las fases hercínicas, oblitera las estructuras prehercínicas.

Por otra parte hay que destacar la importante discordancia de la base del Ordovícico que en la Hoja de Valdecaballeros ha dado lugar a la laguna del Véndico y del Cámbrico inferior, dado que dentro de la Hoja no afloran materiales con estas edades.

Aunque el registro sedimentario aflorante en esta Hoja no permite mayores precisiones sobre la edad de las deformaciones prehercínicas, en el ámbito del Proyecto (Hoja n.º 755) se ha constatado que existe un plegamiento que sólo afecta al Grupo Domo Extremeño sobre el que se deposita el Grupo Ibor Navalpino (Véndico Superior) en discordancia.

El tipo de estructuras prehercínicas observadas en esta Hoja se identificaron con dicho plegamiento.

La discordancia preordovícica común a toda la zona sur centroibérica está causada por la fase Sárdica de esta edad que no origina en el ámbito del proyecto estructuras asociadas, por lo que se considera que esta fase tiene carácter extensional con creación de cuenca y desmantelamiento de las series precámbricas.

En consecuencia, la discordancia angular de la base del Ordovícico es en este caso el resultado de estas dos etapas de deformación.

En la sucesión devónica del Sinclinal de Herrera falta el tramo correspondiente al Devónico medio. La serie correspondiente al Devónico superior comienza con un conglomerado basal.

Esta misma laguna ha sido detectada en otras estructuras análogas de la Zona Centro Ibérica, como el Sinclinal de Almadén PARDO y GARCÍA ALCALDE (1984) en la región de Mérida GONZALO (1989) o en sinclinal de la Sierra de San Pedro LÓPEZ DÍAZ (1991). Este último autor indica la existencia de fallas lísticas y fallas de transferencia en este período. Las primeras adquieren una posición horizontal al nivel de las pizarras del Silúrico. En relación con estas estructuras se producen cambios de espesor notables en la serie del Devónico superior, que por ello se considera como sincrónica con dichos movimientos.

En el sinclinal de Herrera y concretamente en esta Hoja, las estructuraciones se detectan cronostatigráficamente en la Fm. «Pelitas con Fragmentos» (tránsito Ordovícico-Silúrico) y en las intercalaciones de rocas básicas en las amplitas silúricas.

También, la ausencia del tramo correspondiente al Devónico medio implica la actuación de algún tipo de movimiento tectónico.

3.3.2. Deformación hercínica

En esta Hoja se registran hasta tres fases de deformación con macro y microestructuras de cada una de ellas, de forma que en la configuración de las grandes estructuras es el resultado de su superposición.

Esta deformación afecta a todos los materiales del zócalo de esta Hoja, pero obviamente se pueden observar mejor en los materiales paleozoicos sólo afectados por ella.

Primera Fase

En sector oriental de la Hoja, esta fase dio lugar a dos grandes estructuras: el sinclinal de Herrera del Duque y el anticlinorio de Valdecaballeros (Figura 3.1.).

En la primera, la serie paleozoica aparece afectada por un plegamiento a todas las escalas, con diversos grandes pliegues de longitud de onda hectométrica, con geometría cilíndrica y



Escala 1:200.000

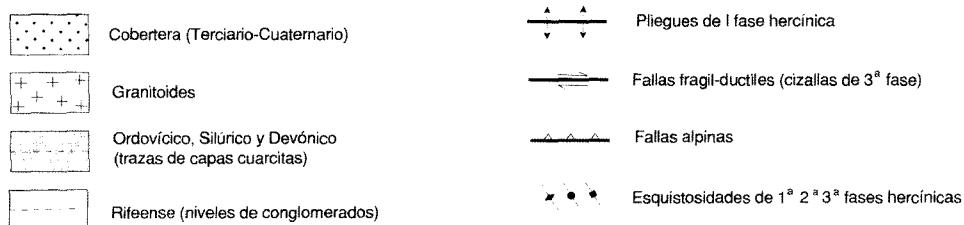


Figura 3.1. Principales estructuras de la Hoja de Valdecaballeros.

ejes subhorizontales, aunque su continuidad, tanto lateral como transversal, se ve fuertemente afectada por cizallas frágiles posteriores, subverticales y con movimiento senestro.

Esta fase de plegamiento da lugar a grandes pliegues de dirección N140° E y ejes horizontales cuya morfología la marca la potente serie cuarcítica del Arenig. Como se observa en la propia cartografía, el plegamiento es penetrativo a todas las escalas y su estilo varía en función de la competencia y potencia de las capas afectadas. Cuando predominan las capas competentes, los pliegues tienden a ser concéntricos, con desplazamiento capa a capa, con aparición de estrías y desplazamientos laterales, abiertos y de amplitud y longitud de onda que depende de la potencia de la capa, es frecuente que aparezcan grandes huecos en las charnelas.

Cuando el tramo presenta alternancias, predomina el *buckling*, al que se suma un aplastamiento con frecuentes budines, y los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. En zonas de adaptación los pliegues mayores pueden aparecer desarmonías.

Cuando la litología es fundamentalmente lutítica, los pliegues adoptan morfologías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al *buckling*, pudiendo llegar a ser isocliniales.

Estos pliegues están acompañados por el desarrollo de una esquistosidad de plano axial, con frecuentes refracciones. Es de tipo «*slaty cleavage*» grosero en los materiales pelíticos y de tipo «*rough cleavage*» en los arenosos, siendo frecuente que no se observe en los niveles más competentes. La esquistosidad suele aparecer en posición subvertical excepto cuando las deformaciones posteriores las distorsionan.

Es muy frecuente que los pliegues se resuelvan en fallas subparalelas a los ejes, pero con escaso desarrollo en vertical.

Es posible que algunas de estas fallas, que aparecen como direccionales, correspondan a fallas inversas o cabalgamientos generados durante esta primera fase y como respuesta al acortamiento con dirección N-S. De hecho en el sinclinal de Solana del Pino PALERO (1992), en una estructura análoga al sinclinal de Herrera aunque menos fracturada por las cizallas frágiles de la 3.^a fase, describe la actuación de fallas inversas asociadas a los sectores con mayor apretamiento de los pliegues de primera fase.

El anticlinorio de Valdecaballeros es una estructura apretada, con dirección NO-SE en la que aflora exclusivamente la serie ordovícica. En detalle se trata más propiamente de un flanco de un gran pliegue de 1.^a fase, alojado contra una gran cizalla subvertical paralela a las capas y situada en el lado oriental de la estructura. Hacia el extremo norte la estructura es progresivamente cubierta por sedimentos neógenos y aparece como un único flanco con pliegues menores asociados. Hacia el sur se produce una duplicación de la mitad inferior del Ordovícico (Tremadoc, Cuarcita Armoricana y capas de Pochico) merced a una falla que se une con la falla principal mediante un doblamiento derecho, sobre el que se sitúa el balneario termal de Valdecaballeros.

El límite occidental de estos afloramientos ordovícicos siempre aparece cubierto por los extensos coluviones y canchales de la Cuarcita Armoricana. Posiblemente dicho límite

corresponda a la discordancia de la base del Ordovícico sobre el Rifeense. No obstante, al pie de dichos recubrimientos existe una posible falla, evidenciada por la situación alineada de diversos manantiales. Por ello este límite podría corresponder a una gran fractura NO-SE que de hecho se prolongaría hacia el NO y bajo los sedimentos neógenos con la falla de borde de la estructura de las Villuercas, situada ya en la Hoja de Logrosán. Regionalmente se considera ésta como una gran estructura de cizalla de senestra que provoca un fuerte giro de la esquistosidad principal de N60° E como aparece al N de Valdecaballeros a NO-SE en esta alineación. Esta fractura se ha atribuido a la 2.^a fase hercínica, pero las observaciones realizadas en el ámbito de este proyecto indican que corresponden a la 3.^a fase hercínica.

En el ángulo NO de la Hoja no se reconocen macroestructuras de 1.^a fase.

En el Sinclinal de Herrera la esquistosidad aparece con dirección E-O, en tanto que hacia el Norte se sitúa en dirección NO-SE, lo cual implica que en el primer caso ha experimentado una rotación senestra, al igual que los pliegues asociados durante la etapa de cizallamiento de la 3.^a fase.

Al microscopio aparece como una orientación anterior a S₂ de algunos minerales micáceos (clorita, moscovita-sericitas).

Segunda Fase

Sólo aparece en el sector noroccidental de la Hoja, situado al NO de la Cuenca del Guadiana, en continuidad con la misma estructuración existente en la Hoja de Zorita.

Esta fase ha dado lugar a una gran banda de cizallamiento dúctil con dirección NE-SO a N60° E, buzamiento de 45° a 80° N, y con una anchura próxima a los cuatro kilómetros.

En el sector noroccidental, la estructuración dominante corresponde a la segunda fase de deformación, con la estratificación (S₀), la esquistosidad (S₁) y una segunda (S₂) subparalelas. En algunos puntos Km 3 y 4 de la Ctra. de Logrosán a Obando, y en las inmediaciones de la Casa de Don Paco, (situada en el borde occidental de la Hoja) tanto en afloramiento como en lámina delgada, puede reconocerse la esquistosidad S₁, parcialmente borrada y transpuesta por S₂, con direcciones variables debidas al cizallamiento simple producido durante la segunda fase.

A escala de afloramiento la tónica dominante es el paralelismo de S₀, S₁ y S₂, con las direcciones y buzamientos indicados con anterioridad, encontrándose pliegues muy suaves de la 3.^a fase hercínica que pliegan estas tres superficies (Figura 3.2). Sin embargo en algunos puntos como en el Valle del Serrano o en el límite norte de la Hoja, se observan bandas en las que S₀ y S₁ presentan direcciones N140° a 160° E, buzamientos de 60° a 80° al Oeste y una anchura de métrica a decamétrica, separadas por bandas de cizallamiento senestro que «arrastran» o doblan los extremos de S₀ + S₁, de las bandas anteriores. Estas últimas, aparecen con una anchura métrica a decimétrica.

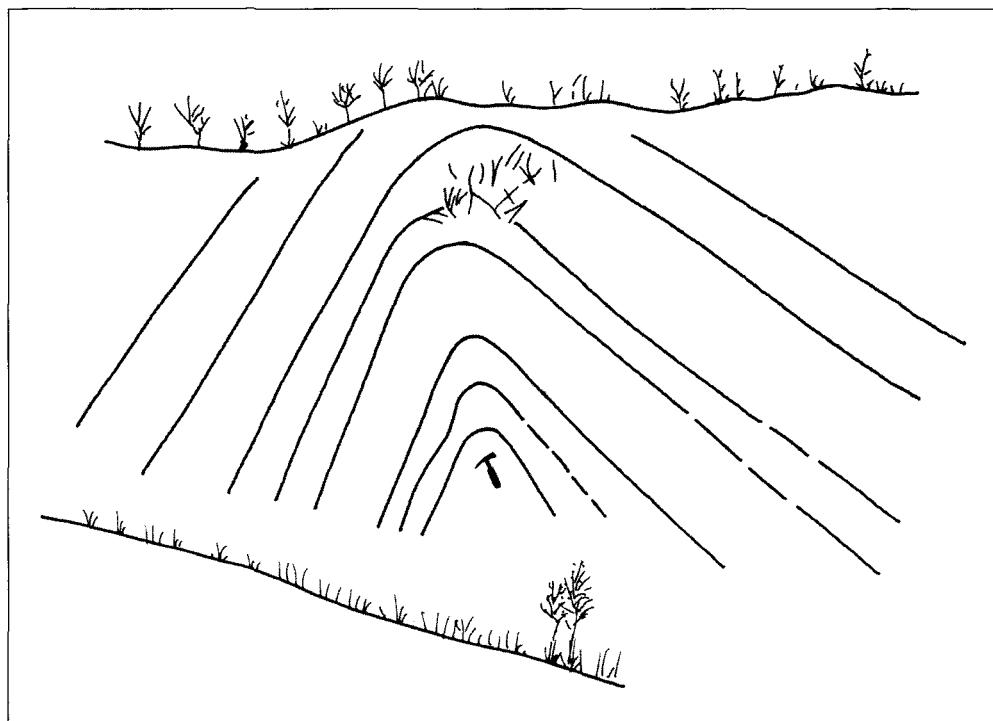


Figura 3.2. Pliegues de la 3.^a fase hercínica plegando S_0 y S_1 .

La esquistosidad S_2 , como ya se ha señalado, casi siempre aparece subparalela a S_0 aunque normalmente buza algo menos de ésta, lo cual tampoco puede interpretarse como un criterio de polaridad tectónica en flanco inverso, ya que se trata de una banda de cizalla superpuesta a una estructuración anterior que puede ser la suma de las deformaciones prehercínicas y hercínica de primera fase.

En aquellas bandas donde S_0 y S_1 se conservan en dirección aproximadamente ortogonal a S_2 , ésta se desarrolla como una esquistosidad de crenulación en tramos pelíticos, que se atenúa en los niveles de grauvacas. Ello es una indicación de que entre las bandas de cizallamiento S_2 también se ha producido un aplastamiento puro de escasa cuantía. Microscópicamente la S_2 se presenta como la superficie de plano axial de micropliegues tipo «kink band».

En la mayor parte de los casos estas bandas tampoco producen desplazamiento o transposiciones importantes de S_0 y S_1 .

No se han podido cartografiar o delimitar las áreas en las que S_0 presenta dirección NO-SE, dentro de la estructuración dominante con dirección N60° E y subparalela a S_0 , aunque posiblemente se trate de cuerpos lenticulares semejantes al representado en la Figura 3.3.

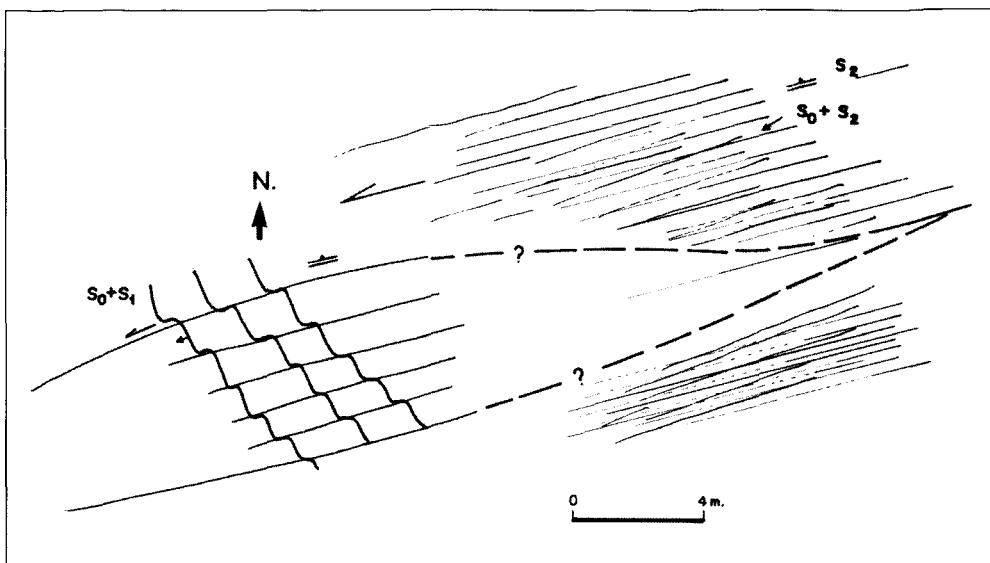


Figura 3.3. Mesoestructuras representativas del tipo de deformación causado por la 2.^a fase hercínica.

Tercera Fase

Las estructuras integradas en esta memoria como propias y compatibles con una tercera fase, con dirección de acortamiento máximo próxima a la E-O, en la bibliografía viene siendo consideradas como segunda fase ROIZ (1979); AMOR y ORTEGA (1987); ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987); ORTEGA, et al. (1988) y PALERO (1991), dado que la segunda fase identificada tanto en esta Hoja como en la de Zorita, no ha sido descrita en los sectores trabajados por dichos autores.

Las macroestructuras de esta fase corresponden a grandes cizallas frágiles, verticales, con movimiento senestro, cuyas direcciones principales N140° E a 160° y direcciones subordinadas próximas a la E-O. En el sector oriental de la Hoja (Figura 3.1.) dos cizallas paralelas delimitan la banda de afloramientos ordovícicos de Valdecaballeros, que en conjunto configuran una estructura muy recta que se prolonga por el NO en el borde occidental del Macizo de las Villuercas y por SE atraviesa el sinclinal de Herrera del Duque en la Hoja con el mismo nombre. En este último sector, esta estructura queda reflejada como un gran pliegue de eje vertical doblando el flanco norte del sinclinal mencionado lo que implica una rotación senestra.

Dentro de la Hoja de Valdecaballeros y hacia el oeste de la estructura anterior, existe otra importante fractura con la misma dirección, aunque cartográficamente sugiere un movimiento dextral que podría ser debido tanto a su rejuego posterior, durante la etapa tardihercínica que se analiza más adelante, como a un hundimiento del bloque occidental.

En el interior del sinclinal de Herrera otras cizallas verticales —que pueden unirse a las anteriores fuera ya de la Hoja y hacia el Este— presentan direcciones E-O a N120° E, corriendo por tanto en dirección subparalela a los flancos de los pliegues de 1.^a fase. En los extremos o cierres de dichos pliegues, así como en el límite, marcado por la base del Ordovícico, del pliegue principal, se observan desplazamientos tanto dextrales como senexetros que verifican dos etapas de deformación, los primeros de la 3.^a fase y los segundos de la fracturación tardihercínica. Entre ambas se han producido algunas «expulsiones» y desenganches de porciones del pliegue mayor hacia el exterior del mismo (Cerro de la Atalaya, Puerto del Garrido y Pico del Rostro).

El conjunto de todo ello, configura un haz de fallas en cola de caballo en relación con la banda de cizallamiento principal que proporcionan una geometría en cuñas característica de cizalla de tipo frágil. Cuando se observan en detalle las fallas, las micro y mesoestructuras, son propias de este estilo con rocas de falla, espejos de falla, estrías, escalones de arrastre y grietas de extensión llenas de cuarzo. El análisis detallado de cualquier plano, siempre refleja criterios contradictorios, lo que es típico de diferentes reajustes en la evolución tectónica. En consecuencia, los movimientos principales sólo se deducen de los rasgos cartográficos. Una estructura muy característica en estas fallas de cizalla son los paquetes de roca de falla que jalonan su superficie. Generalmente son cataclasitas muy silicificadas cuyo protolito son cuarcitas diversas con un origen difícilmente reconocible. El mejor ejemplo se da en el Cerro Casarente.

En el sector noroccidental de la Hoja aparecen diversas micro y mesoestructuras en una posición compatible con dicha dirección de acortamiento. Se trata de una esquistosidad de crenulación (S_3) que aparece como plano axial de micro y mesopliegues (Figura 3.4), con direcciones N-S a N140° E.

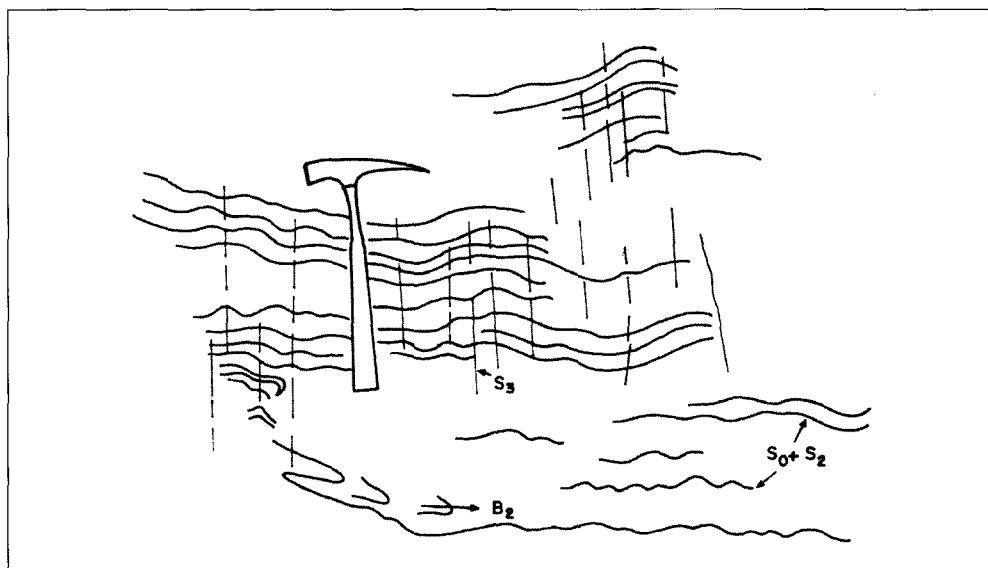


Figura 3.4. Esquistosidad de circulación S_3 y pliegues suaves asociados.

Estas microestructuras, que son prácticamente homoxiales con la 1.^a fase hercínica, sólo son observables en este sector de la Hoja, donde la estructuración previa corresponde a la 2.^a fase, con dirección de S_0 , S_1 y S_2 , N60° E.

La esquistosidad S_3 , casi siempre vertical o con fuerte buzamiento al E, aparece como una crenulación, aunque en algunos niveles pelíticos llega a desarrollar un bandeados tectónico incipiente. La crenulación obedece a microplegamiento de tipo «kink», y en aquellos puntos donde es más intensa como en el sector noroccidental de la Hoja, llega a desarrollar una laminación completa de la roca.

Aunque en el sector Noroccidental de esta Hoja, donde afloran las rocas precámbricas, estas fallas no han sido identificadas sobre el terreno, sí se han podido detectar numerosos giros hacia una posición más norteada, de los planos $S_0 + S_1 + S_2$. Así mismo, la figura sigmoidal ya mencionada, de la aureola metamórfica de la Adamellita de Logrosán, puede haber derivado de un cizallamiento simple senestro en relación con planos de movimiento equivalentes.

En suma, esta fase viene definida por una deformación dúctil con micro y mesopliegues y esquistosidad de crenulación S_3 (NS) sobre S_2 , así como por dos familias de fallas frágil-dúctiles: N50° a 70° E dextras y NNO-SSE senextrás.

Fracturación tardihercínica

Es especialmente patente sobre los relieves cuarcíticos, donde lo más característico es la presencia de un sistema con dos familias conjugadas: N130° a 160° E (dextra) y N-S a N30° E (senextrás), lo cual implica un acortamiento principal en dirección NNO-SSE. Son fallas frágiles con saltos en la horizontal, normalmente inferiores a los 100 m. No obstante las grandes fallas preexistentes y heredadas de la 3.^a fase fueron reactivadas durante esta etapa con movimiento opuesto al original. Tal es el caso de la falla situada al Oeste de la Sierra del Manzano. Aunque en este caso el salto aparente en la horizontal (3,5 km), medido sobre las capas de la base del Ordovícico, presenta un valor que debe ser superior a la componente real, ya que en el extremo sur de dicha estructura la cuantía del desplazamiento es mucho menor. Por ello dicho desplazamiento aparente debe ser debido al hundimiento del bloque occidental más acentuado en el extremo septentrional de la fractura, donde presenta una dirección muy próxima a la de acortamiento, lo cual habría condicionado su actuación como falla normal.

Como se ha dicho anteriormente, los análisis estructurales de detalle de los principales planos de falla, corrobora que éstos han rejugado en varias etapas.

3.3.3. Movimientos alpinos

En la Hoja de Valdecaballeros quedan incluidos los dos límites (suroriental y noroccidental) de la cuenca alta del Guadiana. El primero corresponde a un paleorelieve (relieves residuales de las sierras cuarcíticas) cubierto y posteriormente exhumado en relación con los sedimentos terciarios. El límite noroccidental es un borde tectónico con dos fallas de dirección NE-SO, desplazadas por una posible falla de transferencia (N170° E) durante los movimientos alpinos acompañados por una rotación de la cuenca.

ñada por una potente tectofacies como se ha descrito en Estratigrafía. El extremo Sur de este accidente presenta una dirección NNE-SSO hasta quedar cubierto por los sedimentos neógenos.

Pese al reconocimiento detallado, realizado en campo sobre estas fracturas, la calidad de los afloramientos no ha permitido la observación de ningún plano de movimiento, por lo cual no han podido ser caracterizadas. No obstante, cabe pensar que se trate de cabalgamientos o al menos fallas inversas, semejantes a las descritas, como estructuras alpinas, en el Sistema Central o en otras cuencas continentales de Extremadura y Portugal.

3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

3.4.1. Introducción

En el Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España (IGME, 1989), se identifican las fallas del borde Norte de la cuenca del Guadiana como accidentes con posible actividad neotectónica en los últimos 12 m.a. No obstante, en el ángulo SE de la Hoja, la falla de borde aparece sellada por los depósitos correspondientes al abanico superior, los cuales, en función de correlaciones de carácter regional, pueden presentar una edad Mioceno superior-Plioceno.

Sin embargo, dicha circunstancia no excluye la existencia de movimientos neotectónicos que de hecho han sido detectados, de forma clara, en la Hoja de Navalvillar de Pela situada al Sur.

3.4.2. Metodología

Dado que el análisis de la actividad neotectónica precisa la utilización de unidades geomorfológicas, o bien depósitos recientes (Mioceno superior-actualidad) como referencias para la valoración de la misma, se han considerado como tales la superficie correspondiente al techo del piedemonte (raña ocre), por un lado y por otro la superficie de erosión degradada y exhumada bajo los sedimentos terciarios.

Por otro lado, en el Mapa Neotectónico a escala 1:50.000, se han representado diversas anomalías geomorfológicas lineales, así como las fallas que limitan por el Oeste la Cuenca del Guadiana.

3.4.3. Accidentes neotectónicos

La Hoja de Valdecaballeros aparece ocupada en gran parte por los restos dejados por la erosión del abanico superior y del techo del piedemonte (raña) que lo corona. Las isohipsas dibujadas sobre este último mantienen una separación bastante regular, con formas lobuladas que pueden ser debidas a la propia morfología del abanico y que por tanto no detectan ningún movimiento neotectónico.

Lo mismo se desprende de las isohipsas correspondientes a otro techo de piedemonte desarrollado, con menor extensión, a partir de los relieves cuarcíticos del ángulo SE de la Hoja.

Las isolíneas dibujadas sobre la superficie fundamental degradada tampoco aportan ninguna indicación para la valoración de la actividad neotectónica, distribuyéndose entre cotas de 500 a 400 m, y con un trazado que refleja ya el encajamiento inicial de la red hidrográfica.

Los únicos accidentes con posible actividad neotectónica corresponden a dos fracturas, una con dirección próxima a la N-S y otra N55° E, situados en la Casa Cubilar Bajo y que coinciden con el recorrido, en este lugar, del río Cubilar.

En ambos casos son fallas de borde de cuenca que limitan el zócalo de la tectofacies del Terciario.

La posible actividad neotectónica de ambas fracturas o al menos de una de las dos se deduce de los rasgos geomorfológicos que se describen a continuación.

Los afluentes por la izquierda del río Cubilar (Valle de Valdepuebla, Barranco de Valdepuebla y Barranco de los Gavilanes) presentan un giro en su recorrido —especialmente el primero de ellos— hasta situarse en dirección NO-SE, perpendicular a la dirección del drenaje general del área (NE-SO). Paralelamente los valles correspondientes presentan una clara asimetría que implica un desplazamiento paulatino de los cauces hacia el Norte. Por ello cabe pensar en un hundimiento en tiempos recientes del borde de la cuenca situado sobre dichas fracturas, el cual habría inducido dichas anomalías en el encajamiento y trazado de la red hidrográfica.

3.4.4. Anomalías geomorfológicas, lineales y anomalías gravimétricas

Algunos segmentos rectilíneos del río Cubilar y del río Gargáligas, han sido caracterizados como anomalías geomorfológicas lineales como que podrían corresponder a un cierto control estructural, dado que sus direcciones son similares a las de las fracturas importantes identificadas sobre el zócalo aflorante.

Una línea de contraste gravimétrico recorre de NE a SO la totalidad de la Hoja marcando el eje de la cuenca.

3.4.5. Sismicidad

Dentro de esta Hoja no se encuentra referenciado ningún evento sísmico para el período en el cual se dispone de datos.

Esto indica que, en caso de haber existido, la actividad sísmica ha sido de muy baja magnitud.

Según CARVAJAL, *et al.* (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.5), esta Hoja se encuadraría en la zona donde la intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala MSK), reflejo de la actividad sísmica de las zonas de Sevilla al Sur y Lisboa al Oeste.

3.4.6. Sismotectónica

En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos, CARVAJAL, *et al.* (*op. cit.*) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.6).

Figura 3.5.

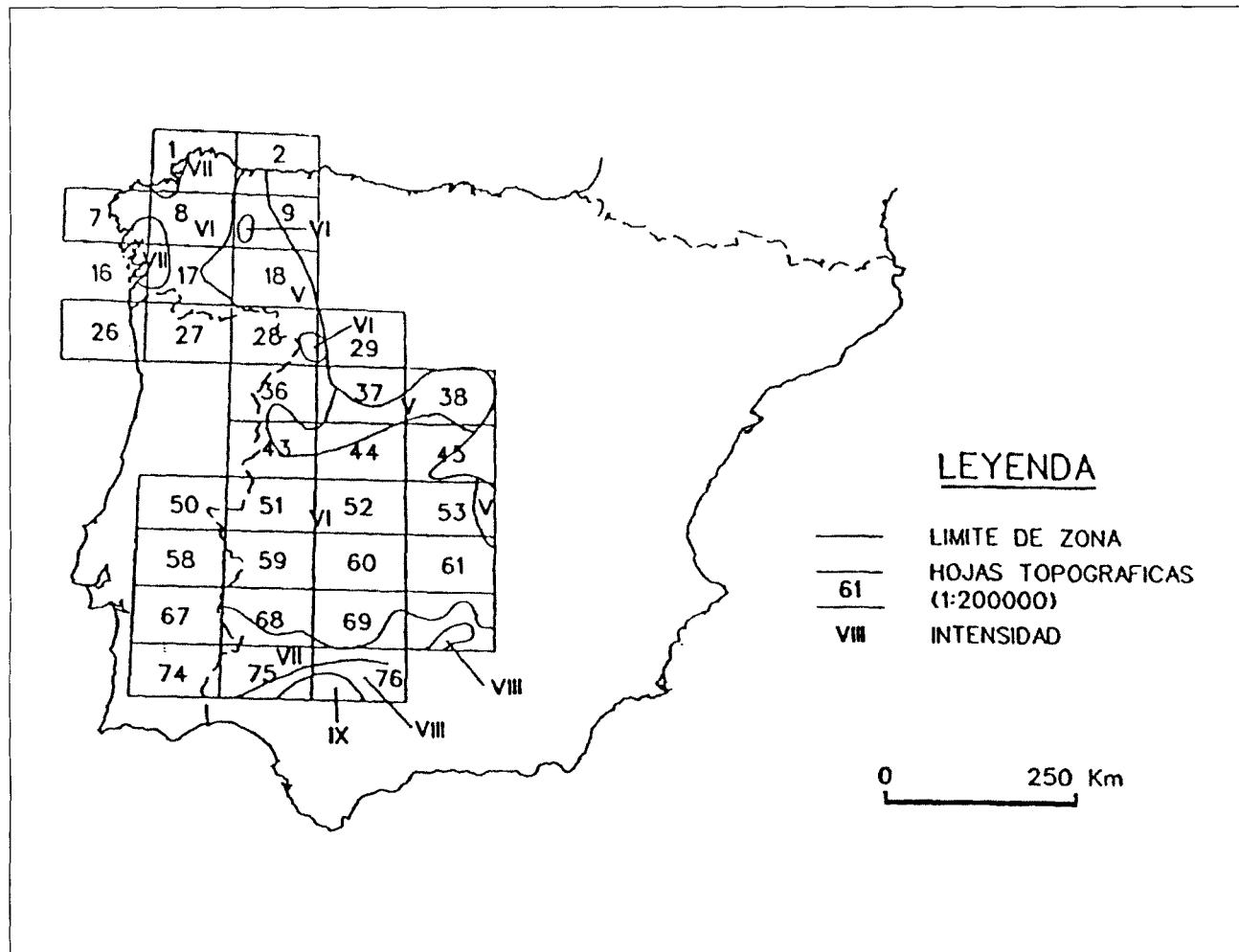
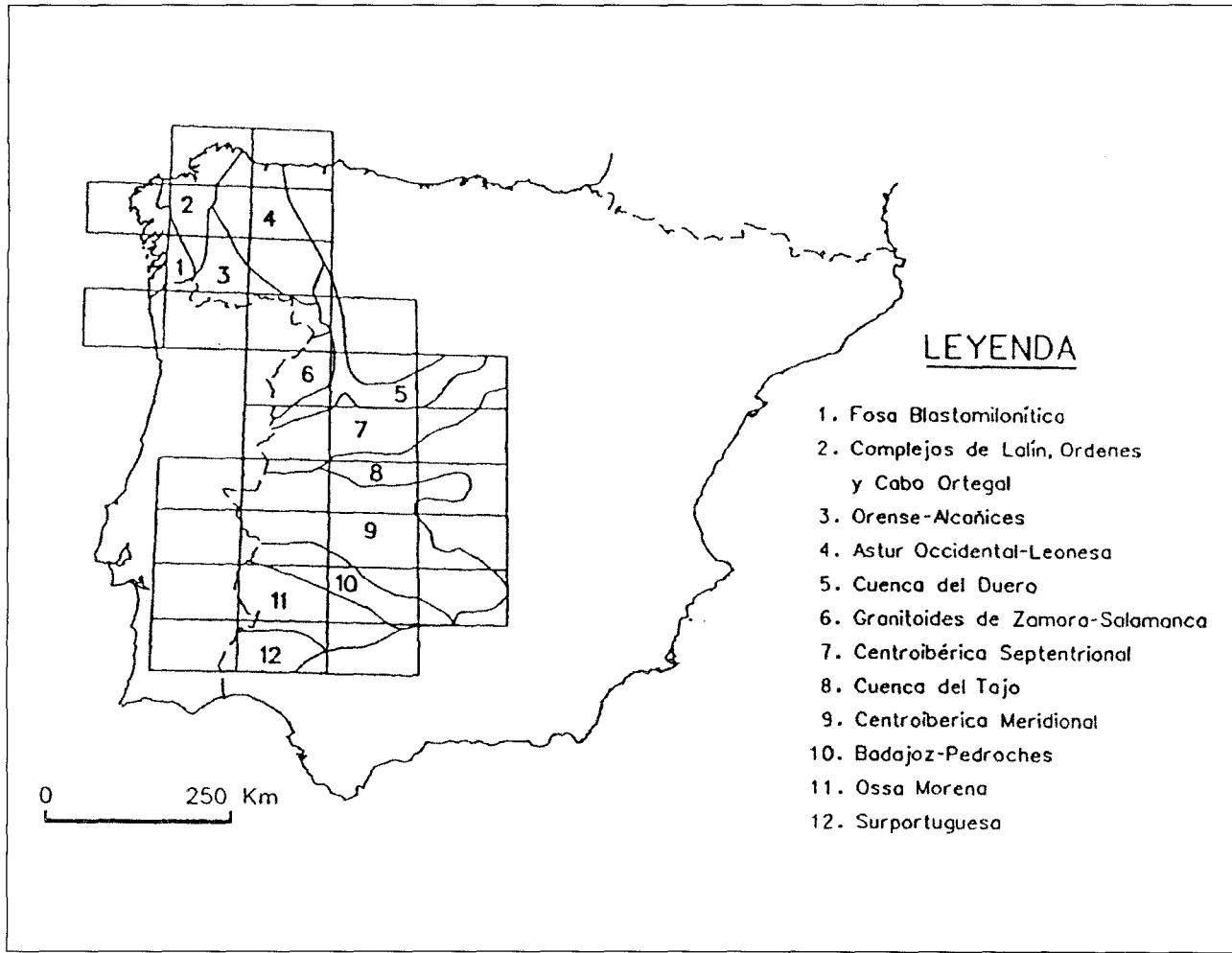


Figura 3.6.



Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la Zona Centroibérica Meridional. Esta zona se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Proterozoico Superior, sedimentos del Paleozoico, rocas plutónicas de composición predominantemente granítica y sedimentos, esencialmente siliciclásticos, como relleno de las cuencas terciarias, de las cuales la de mayor importancia en la zona es la Cuenca del Guadiana.

La estructuración más relevante es la debida a la Orogenia Hercínica y los datos disponibles indican, cómo se ha reseñado, una muy escasa actividad sísmica.

Los estudios neotectónicos realizados han puesto de manifiesto la existencia de fracturas con actividad en el período neotectónico considerado.

Estas fracturas que constituyeron el borde Norte del semigraben de la Cuenca media del Guadiana, de cuyos sistemas el N35° a N50°, es el que configura la morfología del borde de los depósitos y el N-S (N10° E y N170° E), el que define subcubetas con elevadas tasas de sedimentación (tectofacies), deben de tener sistemas subparalelos en profundidad cuya actividad en el período neotectónico ha sido continuada. Al sistema N-S sería atribuible el final de la etapa de vaciado de la serie roja, en el Mioceno Inferior, con la elevación del bloque occidental de la Hoja de Madrigalejo, lo que originó los depósitos de la serie ocre en el ámbito oriental (Abanico de las Villuercas).

La actividad geotérmica relacionada con la fractura de dirección NO-SE del borde occidental de la Sierra de las Barbas de Oro (Balneario de Valdecaballeros) con características similares a los que existen en las hojas colindantes de Herrera del Duque y Cabeza de Buey, en fracturas de dirección similar, donde las surgencias de aguas con temperatura > 20 °C, ligadas a dichas fracturas, son numerosas.

La fractura de dirección E-O a N60° E descrita en el sector Nororiental de la Hoja de Navalvillar de Pela, con un salto vertical de 20 m, que afecta a sedimentos pliocenos y a la que se encuentran asociada numerosos manantiales y diversas peculiaridades morfológicas que concluyen en la posibilidad de que esta estructura halla podido tener actividad en tiempos recientes, aunque no históricos.

Por último, la red fluvial con varias anomalías morfológicas, en la que segmentos rectilíneos de los cauces con direcciones subparalelas a uno de los sistemas de fracturas significativos, gira bruscamente en codos de 90° para mantener otro segmento rectilíneo subparalelo a otro de dichos sistemas, son hechos indicativos de actividad reciente, si bien no constatada, del zócalo.

Este conjunto de datos, en el ámbito de la Hoja y sus proximidades, junto con las limitaciones del registro sísmico, no permite excluir la posibilidad de que se trate de estructuras generadoras de terremotos aunque con los datos estrictos, la ausencia de sismicidad epicentral en la zona centroibérica Meridional, donde se encuadra esta Hoja, concluirá en su condición de zona sísmica muy estable.

4. PETROLOGÍA ÍGNEA

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS. MACIZO DE LOGROSÁN (2)

La actividad magmática de esta Hoja está representada por la apófisis adamellítica de Logrosán. Se trata de un cuerpo elipsoidal, con el eje mayor en la dirección E-O de unos 6 km² de

extensión, que aflora casi en su totalidad en esta Hoja, sólo un centenar de m² entra en la Hoja vecina de Zorita.

Es una cúpula aflorante de rocas ácidas, que según GUIJARRO, *et al.* (1986), está constituida por dos facies, una mayoritaria de adamellitas porfídicas de dos micas; y otra de microadamellitas porfídica unas veces de dos micas y otras leucocráticas. Su distribución es irregular y los contactos son graduales y difusos.

Los contactos con el encajante son netos y cortan la esquistosidad principal, aunque puntualmente el alto metamorfismo de contacto, produce en los metasedimentos fenómenos de anatexia.

Los enclaves son muy escasos y se limitan a zonas próximas al contacto. No se observan estructuras primarias significativas.

Una característica de este stock son los intensos fenómenos de greisenización, generalmente asociados a filones de cuarzo que atraviesan el cuerpo con una dirección N40° E y también en zonas irregulares a lo largo del mismo y en parches irregulares.

El granitoide que forma este macizo muestra un aspecto leucocrático y está constituido por un granito de grano grueso, biotítico (\pm moscovita).

El tamaño de grano es algo variable, y viene marcado por el cuarzo y por la biotita. Así, el cuarzo tiene un tamaño de grano de 3 a 7 mm, con formas redondeadas a subhendradas. La biotita se encuentra en cristales aislados, de 3 a 6 mm, con textura «ala de mosca». Suelen tener orlas parciales o totales de moscovita.

También se pueden observar fenocristales de feldespato potásico, con un tamaño de 10 a 20 mm, se encuentran de forma aislada y su contenido es accesorio, los bordes de estos fenocristales están poco definidos y engrumados con los componentes de la mesostasis.

Son frecuentes los cristales de turmalina, cordierita, andalucita y opacos.

En el contacto de los filones de cuarzo con mineralización de estaño, generalmente en «stockwork», se observa una zona greisenizada. Esta se caracteriza por una fuerte silicificación, moscovitización y sericitización, que hacen desaparecer los cristales de biotita y feldespatos, aunque a veces se conservan los relictos de estos cristales. El tamaño de grano en el greisen decrece respecto a la facies común, desapareciendo los fenocristales y mesocristales, quedando la roca de aspecto microcristalino.

Petrográficamente los minerales principales que se encuentran son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón. Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, opacos, esfena, feldespato potásico.

Las texturas que pueden observarse son holocristalina, inequigranular de grano medio-grueso, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa marcada por la plagioclasa.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, con ligera extinción ondulante. Estos cuarzos pueden ser monocrystalinos o bien están formados por varios subgranos que tienen límites y formas irregulares. Tienen inclusiones de circón, apatito y moscovita. En las muestras se puede diferenciar otro tipo de cuarzo, se encuentra como inclusión en otros minerales (plagioclasa y feldespato potásico), presentan hábito subhedral, a veces, euhedral, con secciones redondeadas.

El feldespato potásico se encuentra en cristales de hábito anhedral e intersticial bien con hábito subhedral, con macla de microclina, y de forma más rara microclina-carlsbad. Tiene pertitas de tipo «vein» y «patch». Las inclusiones son de cuarzo, biotita y plagioclasa.

La plagioclasa se presenta con hábitos que varían de anhedrales a subhedrales. Tiene macla polisintética y su composición es de albita. Las inclusiones son de cuarzo, circón y apatito. También puede incluir a Fk, que forma pequeños parches antipertíticos.

La biotita se presenta en cristales aislados de gran tamaño, rara vez en agregados, con hábito anhedral a subhedral y con un pleocroismo que varía de castaño rojizo a tonalidades amarillentas claras. Las inclusiones son de circones que desarrollan halos pleocroicos, opacos, apatito. Presenta procesos de cloritización y moscovitización.

La moscovita se presenta en láminas muy finas con secciones aciculares o bien irregulares y, en general, se asocia a crecimientos blásticos postmagmáticos sobre la biotita, o bien se asocia a transformaciones de plagioclasa y feldespato potásico. También se puede observar otro tipo de moscovita, se encuentra en grandes placas de hábito anhedral que suele incluir a cuarzo.

El apatito es escaso, y forma cristales cuyos hábitos varían de anhedrales a subhedrales. Pueden estar incluidos en la biotita o estar dispersos; éstos últimos suelen ser de mayor tamaño y suelen incluir a circones.

Los circones, prácticamente sólo se encuentran como inclusiones en los minerales descritos, pero principalmente se encuentra en la biotita. Son de tamaño muy pequeño, con hábito subhedral y produce halos pleocroicos sobre la biotita.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentran asociado a transformaciones de plagioclasa, la presencia de moscovita acicular, que suele estar orientada según los planos de macla de la albita o bien según los planos de exfoliación. También se encuentran clorita, minerales opacos, esfena, rutilo, Fk, asociados a la degradación de la biotita.

El plutón granodiorítico de Logrosán se puede interpretar como una cúpula con intenso metasomato y gneisenización que pertenece a un cuerpo granodiorítico-adamellítico que adquiere mayor desarrollo en profundidad como se confirma por la gravimetría regional y la forma de su aureola de contacto.

Se encuadraría en el plutonismo granodiorítico de Extremadura Central, CASTRO (1984) y sería por tanto una intrusión a favor de una grieta tensional relacionada con las fases de cizallas tardihercínicas.

4.2. FILONES DE CUARZO (2)

Este tipo de diques son frecuentes en el ámbito Noroccidental de la Hoja intruyendo tanto en los metasedimentos como en las rocas graníticas del Plutón de Logrosán.

Este tipo de diques van asociados a las intrusiones graníticas y son, en general, la última representación de las manifestaciones filonianas.

Las direcciones predominantes de estos diques en el sector considerado son NNE-SSO a NNO-SSE.

Este tipo de diques de cuarzo muestra unas características comunes muy constantes entre las que cabe destacar:

- Están formados por cuarzo lechoso con nula o muy escasa mineralización;
- Sus direcciones son muy constantes y en torno a la N-S asociados a fracturas desarrolladas en estadios de la fracturación tardihercínica PARGA (1969);
- Presentan una longitud variable, desde hectométrica a kilométrica, con segmentos discontinuos con forma sigmoidal;
- Topográficamente, estos diques dan pequeños resalte conocidos morfológicamente como «sierras» GARCIA DE FIGUROLA y PARGA (1971).

En los filones de este tipo en el sector NO de la Hoja se ha observado en su relleno además de los cuarzos lechosos, cuarzos hialinos, amarillos, ahumados y de colores rojizos, sucios y abigarrados.

Entre los cuarzos hialinos es notable la presencia de cuarzos espectrales con bandas paralelas ordenadas según la pirámide de apuntamiento.

Tanto los cuarzos hialinos como los lechosos contienen cristales de turmalina en prismas finos y largos.

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Metamorfismo regional

Los materiales metasedimentarios representados en el área que comprende la Hoja, han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los metasedimentos.

Las asociaciones presentes en los materiales que afloran en la esquina NO de la Hoja, son los siguientes:

1. Cuarzo + moscovita
2. Cuarzo + clorita + moscovita

3. Cuarzo + moscovita + albita
4. Cuarzo + moscovita + clorita + albita

Todas ellas van acompañadas de minerales opacos, y como minerales accesorios suelen llevar círcón, rutilo, apatito y turmalina.

De las cuatro asociaciones descritas anteriormente, tal vez la asociación 4 sea la más frecuente, sin que se pueda diferenciar dominios donde predomine una u otra asociación.

En la esquina NO se pueden observar tres esquistosidades marcadas principalmente por clorita + moscovita (sericitita), y en menor medida por óxidos + opacos. La primera esquistosidad (S_1) es del tipo «slaty cleavage». La S_2 es una crenulación de la S_1 , con planos muy continuos, mientras que la S_3 suele ser una crenulación sobre S_1 o S_2 , y los planos de crenulación son discontinuos y espaciados.

Para los materiales que afloran en la esquina SE de la Hoja (Ordovícico, Silúrico), sólo muestran una esquistosidad grosera, marcada por cristales de moscovita con hábito acicular.

En las Formaciones del Grupo Domo Extremeño (Rifeense Superior-Véndico Inferior) los tramos de composición grauváquica es frecuente observar fragmentos de roca (FR), subangulosos a subredondeados, de composición pelítica y que muestran una estructuración previa (Spr) a la esquistosidad principal de la roca (S_1), que es de tipo grosero. Dentro de los FR, la Spr es un «slaty cleavage», mientras la S_1 es de crenulación. Los FR se encuentran con distinta orientación unos con respecto a otros, ya que el ángulo que forman Spr y S_1 es variable.

4.3.2. Metamorfismo de contacto

El Macizo de Logrosán, situado al NO de la Hoja, provoca un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, que se superpone al metamorfismo regional. Esta aureola de contacto se hace visible tanto en campo como en microscopio, bien como recristalizaciones térmicas o como texturas mosqueadas y fenómenos de neoformación de minerales.

La aureola metamórfica tiene forma elíptica en esta Hoja, con una dirección NE-SO y una extensión media de 1,5 km de radio. En el conjunto de la aureola su forma es sigmoidal prolongándose sus extremos hacia la Hoja de Zorita (SO) y la Hoja Logrosán (NE).

Dentro de la aureola se pueden diferenciar dos facies metamórficas. La primera de ellas se circunscribe a unos pocos metros alrededor del macizo granítico, con desarrollo de nódulos de cordierita (\pm andalucita), dando lugar a los esquistos mosqueados con una recristalización de los componentes. La segunda aureola es la externa y es la que tiene mayor extensión, muestra una dirección NE-SO. Está formada por rocas de grado bajo-medio, donde se produce la neoformación de poiquiloblastos de biotita y moscovita, con una recristalización de los componentes.

Por lo que respecta a la edad de la intrusión del macizo granítico, se puede decir que se produce en condiciones claramente postcinemáticas con relación a la primera y segunda fase de deformación hercínica, ya que los poiquiloblastos incluyen a dichas esquistosidades. Con respecto a la tercera fase de deformación hercínica, las relaciones no están muy claras, pero parece que la intrusión del macizo granítico es sincinemática con dicha fase.

4.4. GEOQUÍMICA

La apófisis de Logrosán forma parte de las intrusiones de carácter evolucionado que se emplazan en las series pizarrosas del Precámbrico Superior de la Zona Centro-Ibérica.

Petrológicamente, está constituida por materiales graníticos que presenta un grado de evolución considerable. De forma mayoritaria, aparece una facies granítica de dos micas —denominada adamellita porfídica por GUIJARRO, *et al.* (1968)— y que localmente está afectada por procesos alterativos de distinta naturaleza.

En el sector centrooccidental de la intrusión se ha emplazado una facies algo más microporfídica, cuyo químismo, como se verá más adelante, no difiere significativamente de la anterior.

Por último, hay que significar la existencia de zonas greisenizadas, con mineralizaciones de Sn que han sido objeto de explotación.

El estudio geoquímico de la intrusión de Logrosán se ha efectuado en base al análisis de 15 muestras, de las cuales una de ellas (73201) proviene del desmuestre complementario del Proyecto ERA, mientras que el resto (73202-73215) han sido tomadas de GUIJARRO, *et al.* (1986).

La distribución de las distintas muestras, en función de su petrología, es la siguiente:

- Facies porfídica 73201-73208 y 73215
- Facies microporfídica 73209-73211
- Zona de greisen 73212-73214

En la Tabla 4.1. se presenta el análisis químico del conjunto de las muestras consideradas.

Los óxidos mayores se dan en porcentajes sobre roca total, mientras que los elementos menores lo hacen en ppm. Tan sólo la muestra 73201 distingue entre Fe_2O_3 y FeO, mientras que en el resto se aporta el conjunto de Fe en forma de FeO.

Por otra parte, esta misma muestra es la única en presentar análisis en Be, Cr, Co, Ni, Y, Zr, As, U, Cd, S y Ce, mientras que el resto lo hacen además en Cu, Zn, Rb, Sr, Sn, Ba, B, Pb, Nb, W, Mo, Bi, Ag, Ta y F.

Alguno de estos elementos (Mo, Ta, Nb, etc.) presentan contenidos por debajo del límite de detección, por lo que el valor que se refleja en los listados es la mitad del límite detectable por el método de medidas.

La principal característica del quimismo de estas rocas es su homogeneidad, como consecuencia del elevado grado de evolución sufrido dentro de la secuencia magmática en la que se integra.

Esta homogeneidad se hace particularmente manifiesta en el caso de los granitos de 2 micas (mayor proporción de moscovita), mientras que las muestras correspondientes a la zona greisenizada presentan el quimismo de las anteriores fuertemente alterado por la influencia de dicho proceso (silicificación y pérdida manifiesta de Na_2O).

Los aspectos más significativos del quimismo de estas rocas son:

- Contenidos medios de SiO_2 más elevados en las facies microporfídicas (76,5%) que en la porfídica (74%).
- Comportamiento similar en el caso de CaO (0,75%-0,4%), MgO (0,5%-0,3%), mientras que de forma menos marcada, los valores de Al_2O_3 son algo más elevados en las facies porfídicas.
- Gran variación de los contenidos de Fe total en ambas facies, si bien el rango de amplitud es mayor en las facies porfídicas (0,5-1,5%), mientras que las microporfídicas se mueven en un intervalo menor (0,8-1,2%).
- Valores de fondo elevados de P_2O_5 , Sn, Rb, F, W, etc. (llegando a contenidos medios de Sn del orden de 50 ppm, F (1.700 ppm), etc., mientras que los contenidos de Ba apenas superan los 200 ppm).
- Las zonas greisenizadas, por su parte, presentan un aumento proporcional de Fe total, SiO_2 , Al_2O_3 (excepto la muestra 73213), K_2O y de forma muy patente F, Rb y Sn en consonancia con las mineralizaciones asociadas a estos procesos.

Paralelamente, se observa un decrecimiento de MgO y, sobre todo, de Na_2O .

Este quimismo global tan diferenciado, se manifiesta en una mineralogía normativa (Norma CIPW de la Tabla 4.2), caracterizada por contenidos de cuarzo superiores al 35%, llegando a valores del orden de 40% en las facies microporfídicas.

En las zonas de greisen este aspecto está acentuado ($> 50\%$ de cuarzo normativo) llegando a un valor inusual de 60 en el caso de la muestra 73213, la cual presenta un grado de silicificación más intenso.

Los feldespatos alcalinos, proporcionalmente muy abundantes, (en torno al 50%), van adquiriendo un carácter potásico (mayor relación ortosa/albita) con el aumento de SiO_2 , y que en las muestras más silicificadas (greisen) toma valores próximos a 5.

Tabla 4.1. Listado de contenidos analíticos

Muestra	73201	73202	73203	73204	73205	73206	73207
%							
SiO₂	71,82	74,05	73,04	74,38	75,01	75,02	75,28
Al₂O₃	15,3	15,07	14,96	15,56	14,05	14,61	13,37
Fe₂O₃	0,86	—	—	—	—	—	—
FeO	1,28	0,88	0,93	0,4	1,12	0,77	1,22
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
CaO	0,72	0,41	0,23	0,41	0,29	0,41	0,44
Na₂O	3,34	3,27	4,11	3,07	3,18	3,19	3,21
K₂O	4,31	4,18	3,75	4,29	4,07	4,00	4,28
TiO₂	0,26	0,07	0,11	0,01	0,21	0,08	0,15
P₂O₅	0,52	0,27	0,22	0,32	0,28	0,28	0,38
H₂O	0,16	1,18	1,36	1,4	1,22	1,01	1,17
TOTAL	99,08	99,47	98,89	99,73	99,63	99,68	99,6
ppm							
Be	4	—	—	—	—	—	—
Cr	5	—	—	—	—	—	—
Co	2,5	—	—	—	—	—	—
Ni	2,5	—	—	—	—	—	—
Cu	11	11	42,8	15,9	8,8	5,7	7,5
Zn	63	59	64	46	56	46	55
Rb	220	384	362	368	335	322	322
Sr	43	54	50	122	56	60	48
Y	8	—	—	—	—	—	—
Zr	100	—	—	—	—	—	—
Sn	70	40	40	30	40	20	20
Ba	263	91	172	30	190	161	147
As	1.400	—	—	—	—	—	—
B	38	50	88	213	150	100	125
Pb	47	28	35	23	27	29	26
Nb	9	40	40	40	40	40	40
W	12	20	20	20	20	100	10
Mo	1	10	10	10	10	10	10
Bi	1	11	11	11	10	12	11
V	10	—	—	—	—	—	—
Ag	0,5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cd	0,5	—	—	—	—	—	—
Ta	7	20	20	20	20	20	20
S	110	—	—	—	—	—	—
Ce	60	—	—	—	—	—	—
F	1.900	1.850	1.200	700	1.350	1.900	2.300

	73208	73209	73210	73211	73212	73213	73214	73215
74,92	75,05	76,99	75,07	76,47	80,61	75,67	75,81	
13,87	14,58	13,58	13,24	15,00	11,52	15,86	14,47	
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,93	0,78	1,06	0,94	1,46	0,83	0,85	0,84	
0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	
0,4	0,36	0,78	0,47	0,33	0,36	0,26	0,27	
3,11	3,09	3,06	3,12	0,78	0,51	0,82	3,69	
4,69	4,32	3,20	4,52	4,03	4,16	4,33	3,97	
0,09	0,07	0,01	0,12	0,13	0,10	0,06	0,06	
0,19	0,26	0,14	0,23	0,25	0,23	0,37	0,30	
1,39	0,99	1,21	1,01	1,04	1,28	1,35	1,21	
99,89	99,67	100,52	98,94	99,61	99,74	99,62	100,62	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
15,5	11,2	9,8	7,5	36,5	28,8	7,8	9,7	
57	44	48	52	76	51	49	58	
334	378	448	327	499	421	460	338	
72	101	55	49	116	38	70	32	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
50	50	220	50	320	420	270	10	
205	122	274	144	141	47	110	55	
—	—	—	—	—	—	—	—	
88	226	125	69	187	219	150	50	
34	24	30	36	41	19	24	23	
40	40	40	40	40	40	40	40	
30	250	50	30	50	30	40	10	
10	10	10	10	10	10	10	10	
12	11	20	19	25	11	20	17	
—	—	—	—	—	—	—	—	
0,05	0,05	0,09	0,05	0,78	0,33	0,34	0,13	
—	—	—	—	—	—	—	—	
20	20	20	20	20	20	20	20	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
1.100	3.350	800	1.500	2.800	2.500	2.850	850	

Tabla II. Norma mineralógica CIPW

Muestra	73201	73202	73203	73204	73205	73206	73207
%							
SiO₂	71,82	74,05	73,04	74,38	75,01	75,02	75,28
TiO₂	0,26	0,07	0,11	0,01	0,21	0,08	0,15
Al₂O₃	15,30	15,07	14,96	15,56	14,05	14,61	13,37
Fe₂O₃	0,86	—	—	—	—	—	—
FeO	1,28	0,88	0,93	0,4	1,12	0,77	1,22
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	0,49	0,26	0,30	0,17	0,35	0,32	0,34
CaO	0,72	0,41	0,23	0,41	0,29	0,41	0,44
Na₂O	3,34	3,27	4,11	3,07	3,18	3,19	3,21
K₂O	4,31	4,18	3,75	4,29	4,07	4,00	4,28
P₂O₅	0,52	0,27	0,22	0,32	0,28	0,28	0,38
H₂O	0,16	1,18	1,36	1,40	1,22	1,01	1,17
TOTAL	99,08	99,47	98,89	99,73	99,63	99,68	99,60
Norma CIPW							
Q	34,52	37,83	33,63	39,51	39,62	39,99	38,79
OR	25,47	24,70	22,16	25,35	24,05	23,64	25,29
AB	28,26	27,67	34,78	25,98	26,91	26,99	27,16
AN	0,18	0,27	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00
HY	2,47	2,17	2,29	1,16	2,62	2,12	2,88
MT	1,25	0,00	0,00	0,00	0,00		
IL	0,49	0,13	0,21	0,02	0,40	0,15	0,28
AP	1,20	0,63	0,41	0,72	0,51	0,65	0,77
C	5,08	5,07	4,14	5,87	4,41	4,96	3,46
ID/TT	88,25	90,21	90,57	90,84	90,58	90,62	91,25
FEMG	0,44	0,64	0,61	0,57	0,60	0,56	0,65

Coordenadas AFM, incluido Fe₂O₃ (Tilley, *Jour. Petrol.*, 1960)

A	74,42	86,73	86,47	92,81	83,14	86,84	82,76
F	20,82	10,24	10,23	5,04	12,84	9,30	13,48
M	4,77	3,03	3,30	2,14	4,01	3,86	3,76

	73208	73209	73210	73211	73212	73213	73214	73215
74,92	75,05	76,99	75,07	76,47	80,61	75,67	75,81	
0,09	0,07	0,01	0,12	0,13	0,10	0,06	0,06	
13,87	14,58	13,58	13,24	15,00	11,52	15,86	14,47	
—	—	—	—	—	—	—	—	
0,93	0,78	1,06	0,94	1,46	0,83	0,85	0,84	
0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	
0,39	0,34	0,52	0,34	0,20	0,28	0,33	0,21	
0,40	0,36	0,78	0,47	0,33	0,36	0,26	0,27	
3,11	3,09	3,06	3,12	0,78	0,51	0,82	3,69	
4,69	4,32	3,20	4,52	4,03	4,16	4,33	3,97	
0,19	0,26	0,14	0,23	0,25	0,23	0,37	0,30	
1,39	0,99	1,21	1,01	1,04	1,28	1,35	1,21	
99,89	99,67	100,52	98,94	99,61	99,74	99,62	100,62	
37,26	39,39	43,99	38,04	55,06	60,55	53,15	38,15	
27,72	25,53	18,91	26,71	23,82	24,58	25,59	23,46	
26,32	26,15	25,89	26,40	6,60	4,32	6,94	31,23	
0,74	0,09	2,96	0,83	0,01	0,28	0,00	0,00	
2,55	2,18	3,26	2,41	3,02	2,09	2,32	2,02	
0,17	0,13	0,02	0,23	0,25	0,19	0,11	0,11	
0,44	0,60	0,32	0,53	0,58	0,53	0,46	0,48	
3,40	4,79	4,00	2,91	9,35	6,07	9,82	4,10	
91,29	91,07	88,80	91,16	85,48	89,45	85,68	92,84	
0,55	0,55	0,54	0,58	0,79	0,60	0,58	0,69	

	85,53	86,87	79,85	85,65	74,34	80,80	81,36	87,94
	10,20	9,14	13,52	10,54	22,57	14,36	13,43	9,64
	4,28	3,99	6,63	3,81	3,09	4,84	5,21	2,41

Los bajos contenidos en CaO se manifiestan en la casi nula presencia de anortita; este hecho está además acentuado por el gasto de CaO para formar apatito, quedando escaso CaO para la formación del feldespato cálcico.

Otro aspecto a significar es que la elevada proporción relativa de Fe total en la zona de greisen, como consecuencia del efecto de soluciones mineralizadoras, se manifiesta en la formación de hiperstena y magnetita (ésta última sólo en la muestra 73201, única en la que se dispone de análisis diferenciados de Fe_2O_3 y FeO).

Otro aspecto significativo es la elevada proporción de apatito y corindón normativos, llegándose en este último caso a valores del orden del 5% en el conjunto del muestreo y del 9% en las zonas de greisen.

Tal y como se observa en los diagramas de Harker de la Figura 4.1, el elevado grado de evolución de estas rocas se manifiesta en una caracterización muy baja, toda vez que el contenido alcalino y la proporción de minerales máficos (muy escasa) apenas fluctúa.

La relación SiO_2/Al_2O_3 parece ser el único factor que permite establecer cierta secuencia evolutiva, presentando ésta un trend verticalizado en el diagrama SiO_2/Al_2O_3 .

En el resto de los casos apenas se pueden detectar variaciones de los distintos elementos con el aumento de SiO_2 , aportándose una escasa correlación positiva entre SiO_2 con K_2O , Rb y negativa con MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Ba y Sn, este último si prescindimos de las muestras greisenizadas.

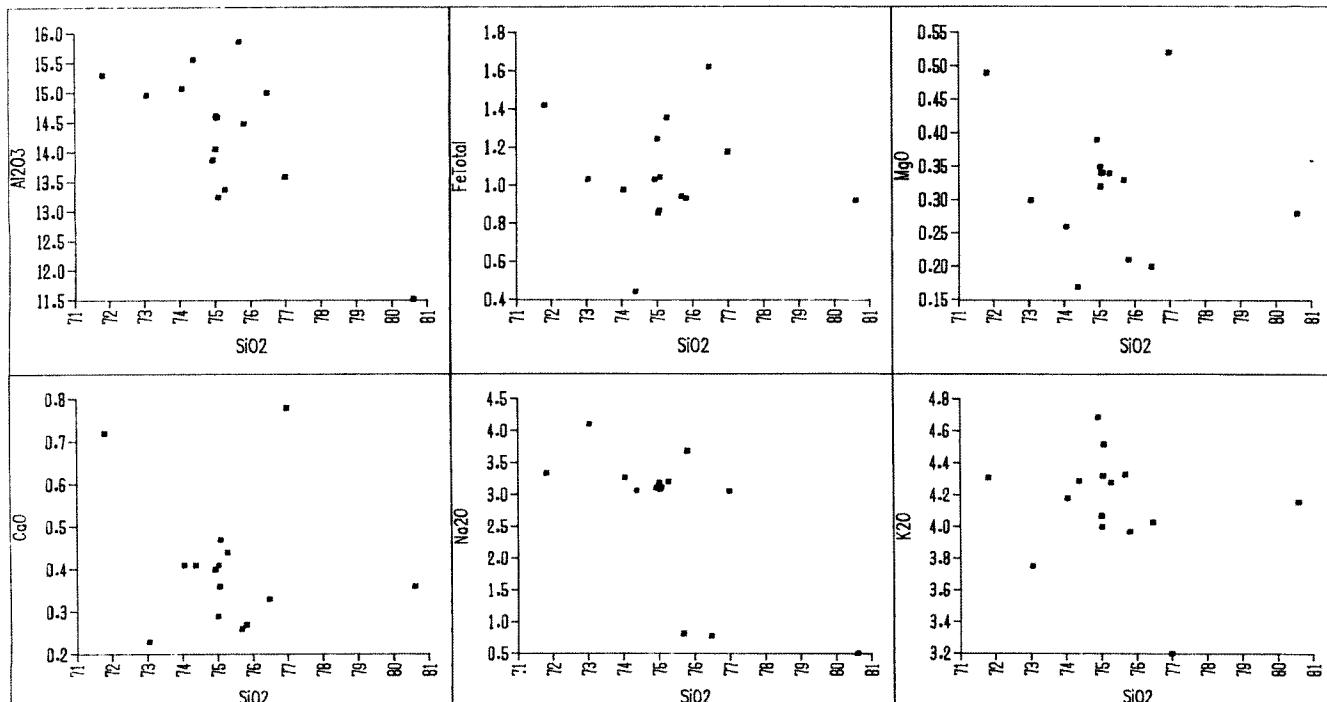
El diagrama de Debon y Le Fort de la Figura 4.2 incluye todas las muestras en el Sector I del dominio peralumínico, con valores del parámetro B inferiores a 38,8, es decir, en el campo de los leucogranitos moscovíticos altamente diferenciados. La elevada relación que se da entre $Al/K+Na+Ca$ se hace especialmente manifiesta en las muestras greisenizadas con valores del parámetro A superiores a 150.

Este hecho se refleja igualmente en el diagrama normativo de Streckeisen (Figura 4.3) donde la mayoría de las muestras se incluyen en el campo de los granitos altamente diferenciados, con muy bajo contenido en anortita. Las 3 muestras recogidas en la zona de greisen presentan valores de cuarzo normativo superiores a 60, proyectándose fuera del sector de granitos normales.

El diagrama AFM (Figura 4.4), confirma el carácter fuertemente evolucionado de las rocas estudiadas, situándolas junto al vértice alcalino del triángulo, separándose de la pauta general los granitos greisenizados, los cuales reflejan el mayor contenido en Fe total.

En conjunto, se puede incluir esta intrusión en las etapas finales de una serie calcoalcalina, con fuerte carácter peralumínico y bajo contenido magnésico.

El diagrama Albita-Ortosa-Anortita y Albita-Ortosa-Cuarzo (Figura 4.5), reflejan la homogeneidad geoquímica de las dos facies presentes en esta intrusión, mientras que la greisenización implica un doble proceso de silificación y aumento acentuado de la relación ortosa/albita como consecuencia del decrecimiento acusado de Na_2O .



HCJA 732

APOFISISIS DE LOGROÑAN

Diagrama de Harker

Figura 4.1. Diagrama de Harker.

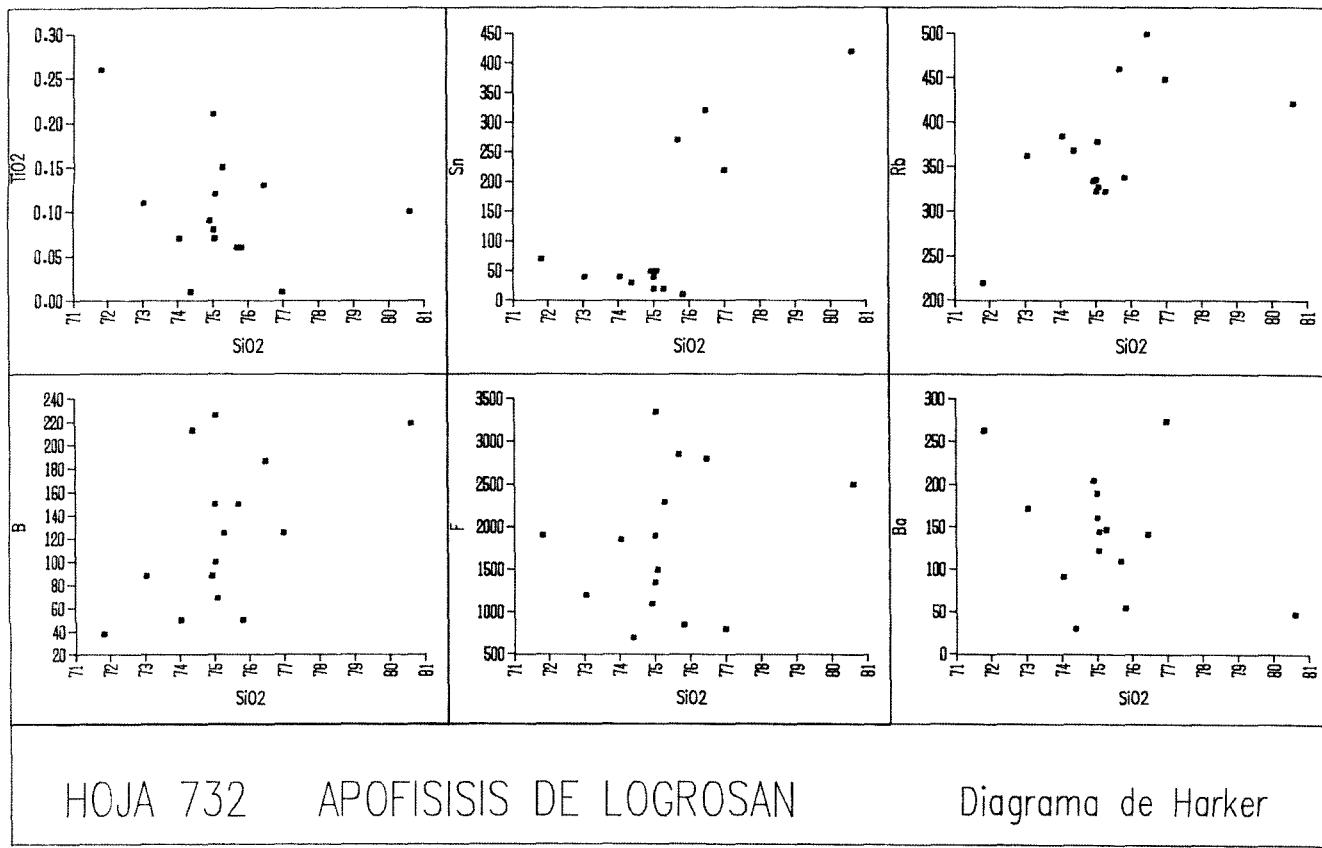


Figura 4.1. Diagrama de Harker (continuación).

APOFISIS DE LOGROÑAN HOJA 732
Diagrama de Debon-Le Fort

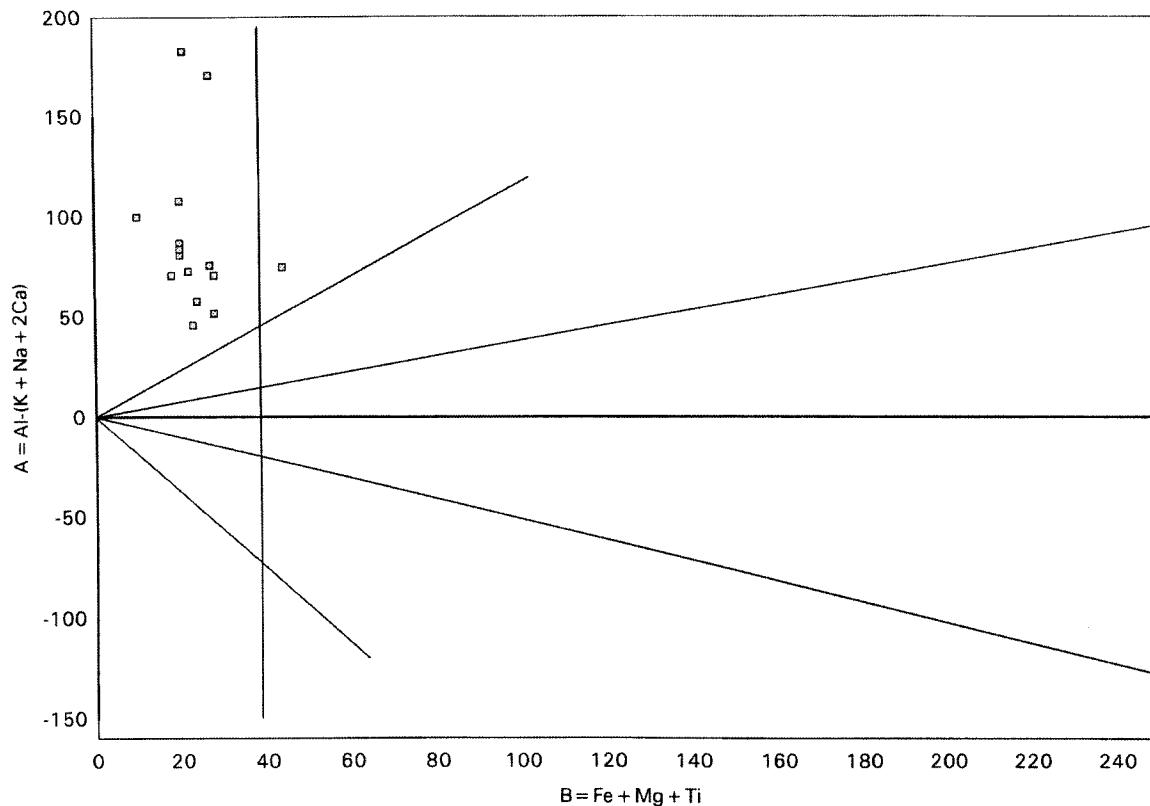


Figura 4.2. Diagrama de Debon-Le Fort.

APOFISIS DE LOGROÑAN HOJA 732
Diagrama Normativo de Streckeisen

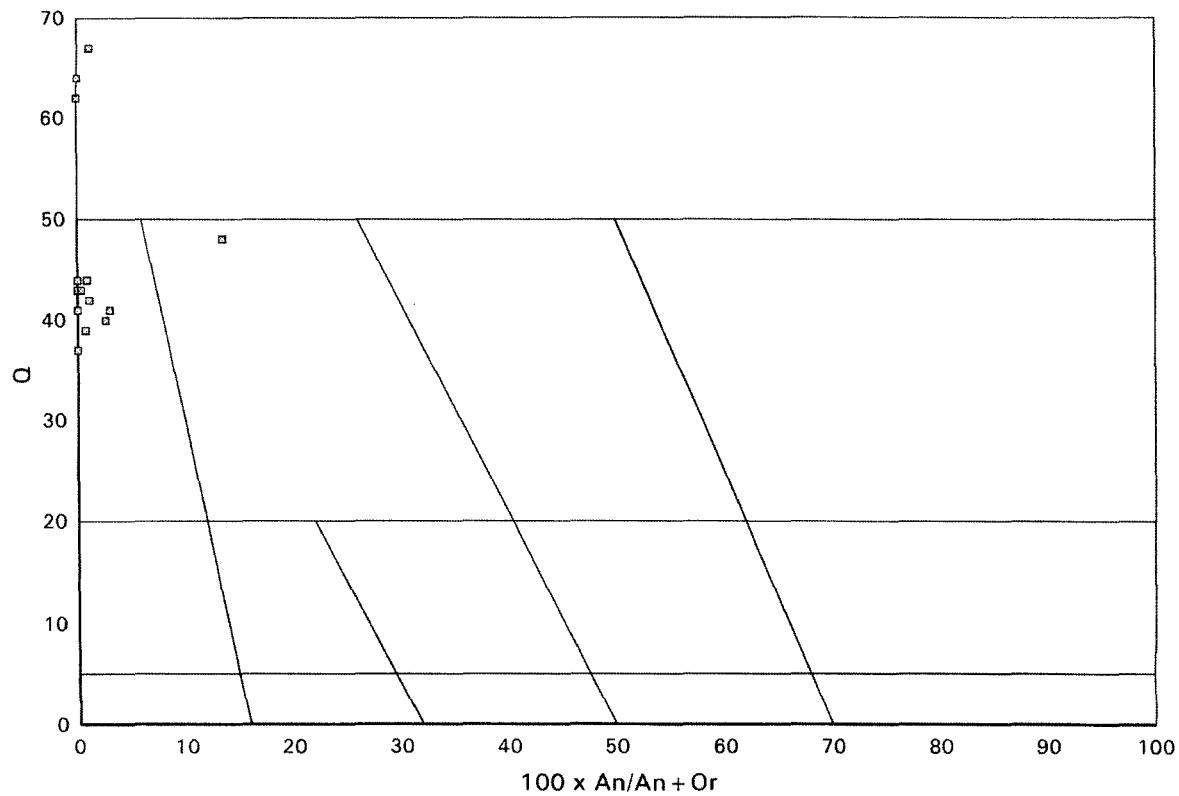
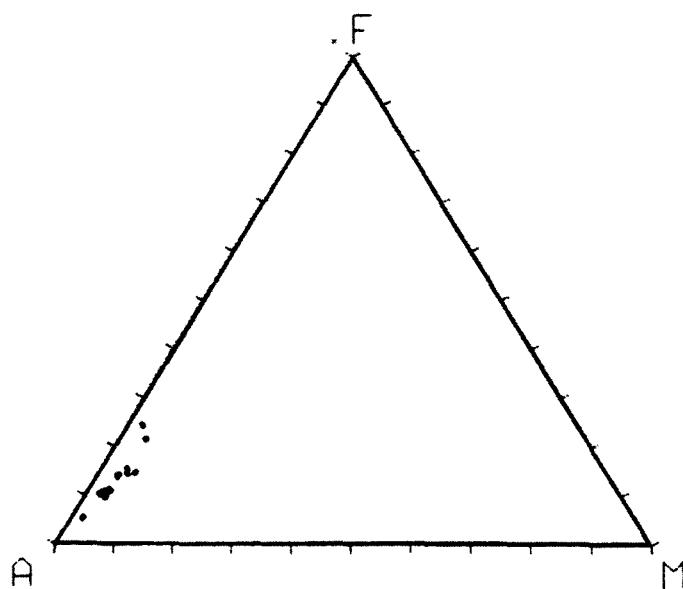


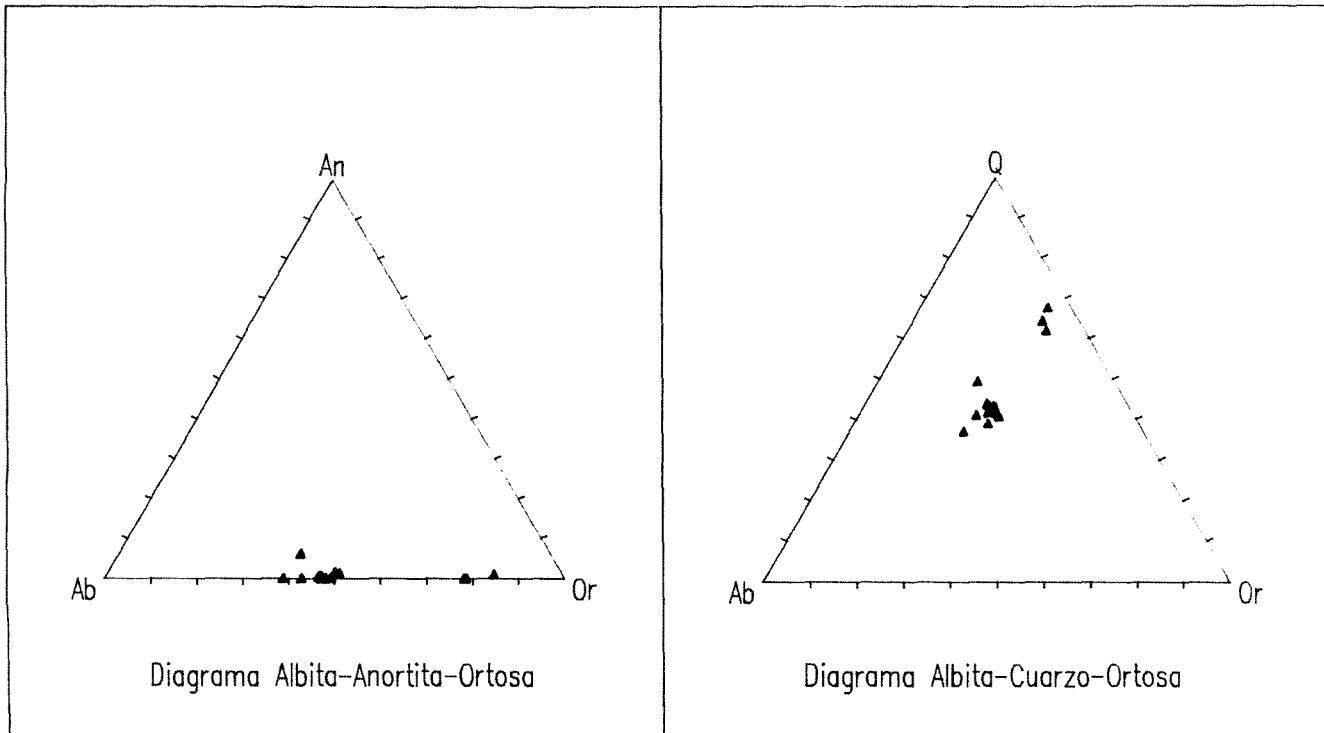
Figura 4.3. Diagrama normativo de Streckeisen.



APOFISIS DE LOGROSAN

HOJA 732 - VALDECABALLEROS

Figura 4.4. Apofisis de Logrosán.



APOFISIS DE LOGROÑAN HOJA - 732 VALDECABALLEROS

Figura 4.5. Diagrama Albita-Anortita-Ortosa y Diagrama Albita-Cuarzo-Ortosa.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. FISIOGRAFÍA

Esta Hoja se sitúa al Sur del Macizo de las Villuercas y aparece ocupada en su mayor parte por el extremo NE de la Cuenca alta del Guadiana, que en este sector aparece jalando el escarpe centro extremeño y separada ya del río con dicho nombre, el cual fluye a poca distancia del ángulo suroriental de la Hoja.

El relieve muestra una tendencia bimodal ya que la mayor parte de las cotas se distribuyen en torno a dos niveles. El más alto comprende cotas en torno a los 600 m, situadas sobre la extensa raña de la Mesa de Valdeazores (557 m), así como sobre el nivel de cumbres labrada sobre las Cuarcitas Armóricanas del sinclinal de Herrera del Duque y de la Sierra de Barbas de Oro.

El segundo nivel se sitúa entorno a los 400 m y corresponde a las extensas llanuras aluviales y glacis desarrollados por los ríos Ruecas, Cubilar y Gargáligas. Entre ambos se sitúa el nivel correspondiente a los restos de la superficie fundamental labrada sobre los metasedimentos rifeenses del sector noroccidental, con cotas que oscilan alrededor de los 450. En este mismo sector el plutón de Logrosán constituye un relieve residual sobre la superficie anterior, que alcanza la máxima cota de la Hoja (681 m).

El drenaje de la zona se realiza en sentido preferente de NE a SO a favor de los cauces principales de los ríos Ruecas, Cubilar y Gargáligas, con excepción de los arroyos Valdefuentes y Almagrera, que lo hacen de NO a SE, hacia el río Guadiana, en el borde oriental de la Hoja.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se realiza una revisión de los rasgos generales de la morfoestructura del área de estudio y del entorno regional, así como una descripción detallada de todas las unidades geomorfológicas desarrolladas sobre esta morfoestructura.

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Valdecaballeros se sitúa al Sur y a poca distancia del escarpe centro extremeño, gran accidente alpino constituido por diversas fallas en relevo, que separa los relieves de Montánchez, Las Villuercas y Montes de Toledo occidentales de la penillanura de la baja Extremadura.

La Cuenca del Guadiana se sitúa al pie de dicho escarpe aunque alojada en un segundo escalamiento, menos importante que el anterior y situado a una decena de kilómetros hacia el Sur del anterior.

La mayor parte de la Hoja (3/4) se encuentra cubierta por los sedimentos terciarios de la cuenca mencionada, los cuales aparecen coronados por un extenso abanico de piedemonte (raña de Valdeazores) sobre el cual la incisión fluvial ha dado lugar a una red de drenaje con distribución radial. El techo de este abanico, por ser un paquete de gravas cuarcíticas, protege de

la erosión los materiales arcillosos infrayacentes, los cuales han sido rápidamente desmantelados, una vez que desaparece el tramo superior, hasta el nivel correspondiente a las llanuras aluviales y glacis-terraza vinculados a los cauces principales. Por ello y tal como se avanza en el apartado de Fisiografía, las cotas se distribuyen en su mayoría en torno a los dos niveles mencionados.

Esta cuenca presenta un borde meridional, de carácter atectónico, y marcado por el paleorelieve cuarcítico correspondiente al flanco Norte del Sinclinal de Herrera del Duque.

Por el Este el relieve cuarcítico de Valdecaballeros, correspondiente a una alineación muy recta, queda enterrado en el límite Norte de la Hoja bajo los tramos más altos de la serie neógena. Esta última se extiende hacia el NE del paleorelief anterior.

Los relieves cuarcíticos mencionados corresponden a las estructuras del plegamiento de 1.^a fase hercínica y del cizallamiento de 3.^a fase. Sobre ellos se conservan los restos de una superficie de erosión inicial —probablemente mesozoica— y conocida como nivel de cumbres GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980).

En el contexto regional este nivel de cumbres se sitúa al Sur del escarpe centro-extremeño, a cotas (600 m) ligeramente inferiores a las del ápice del gran abanico de Valdeazores, por lo cual queda cubierto por este último en las inmediaciones de dicho escarpe. Al Norte del mismo, en el Macizo de las Villuercas, el nivel de cumbres aparece peor definido, ya que al situarse en el bloque elevado ha experimentado una mayor degradación. No obstante puede estimarse como cotas más representativas las del intervalo 1.100-1.200 m. Por encima de ellas el pico de las Villuercas (1.601 m) podría corresponder a un relieve residual en relación con la superficie inicial.

De esta manera el escarpe alpino del borde Sur del Macizo de las Villuercas equivale a un salto vertical de 600 a 500 m, tomando como referencia dicho nivel de cumbres.

La superficie fundamental SOLE SABARIS (1952) y BIROT y SOLE (1954) o penillanura extremeña HERNÁNDEZ PACHECO (1947), es otro elemento morfoestructural identificable en la Hoja de Valdecaballeros.

En el ámbito regional esta segunda superficie aparece encajada unos 200 m bajo la anterior y se extiende preferentemente sobre las pizarras y grauvacas del Precámbrico que aflora en los amplios anticlinorios de la Zona Centro-Ibérica meridional.

En los sinclinalios con series ordovícicas, por ser más estrechos y presentar numerosos niveles cuarcíticos más resistentes a la erosión, dicha superficie tiene una extensión más restringida.

El escarpe centro extremeño desnivela esta superficie, con un salto equivalente al medido sobre el nivel de cumbres.

En la Hoja de Valdecaballeros la superficie fundamental aparece bajo los depósitos terciarios, a una cota de 420 m en el borde oriental de la Hoja, a unos 340 m bajo el río Gargáligas en su salida de la Hoja, y a una profundidad desconocida en el resto de la cuenca. En el ángulo

NO del área de esta superficie se eleva al otro lado de las fallas del borde noroccidental de la misma cuenca, extendiéndose sobre los materiales pizarrosos del Precámbrico, entre las cotas situadas en el intervalo 400 a 500 m.

Sobre este escalón, que se prolonga fuera de la hoja hasta el accidente principal del escarpe centro-extremeño, destaca el abrupto relieve residual correspondiente al batolito de Logrosán, que ocupa justamente el ángulo NO del área.

5.2.2. Estudio del modelado

En lo que sigue se describen las diferentes unidades geomorfológicas desarrolladas sobre la morfoestructura general descrita más arriba. Para ello dichas unidades han sido agrupadas y ordenadas según su origen en: estructurales, fluviales, poligénicas, de ladera y antrópicas.

Formas estructurales

Los rasgos estructurales con mayor incidencia en la configuración del relieve son las capas cuarcíticas de las series ordovícicas aflorantes en el sector occidental del área, y en especial la Cuarcita Armoricana. Sobre ellas se ha anotado el símbolo correspondiente a la traza y buzamiento de capas, que permiten visualizar la estructura principal (Sinclinal de Herrera y Anticlinorio de Valdecaballeros).

Las fracturas con expresión morfológica son también más abundantes en los relieves cuarcíticos donde además pueden deducirse algunos sentidos de movimiento en la horizontal.

Sobre las gravas cuarcíticas de la base del Neógeno, en la zona de Valdecaballeros, se ha identificado una superficie estructural, dado que la llanura con suave pendiente de este sector se ha desarrollado por exhumación de dicho nivel. Al coincidir el suave buzamiento de esta plataforma con la pendiente general y por tanto con el sentido del drenaje, dicha superficie podría confundirse con una superficie de glacis, aunque hay que descartar dicha hipótesis por las razones anteriores.

Por otro lado, en la fotointerpretación se detectan diversas líneas de fractura, que en el campo no han podido ser identificadas y que sin embargo pueden corresponder a diaclasas maestras desarrolladas en este conglomerado basal.

Formas fluviales

Entre las formas debidas a depósito, los fondos de valle es la más frecuente, aunque no la más extensa.

Se trata de depósitos fluviales (normalmente detriticos gruesos) con morfología plana y límites marcados por la base de las laderas contiguas. En los valles principales, cuya anchura permite el desarrollo de una llanura de inundación, el cauce o lecho menor encajado en la misma

equivale a la línea de drenaje principal y son continuación de los fondos de valle de los arroyos tributarios, por lo cual han sido representados de la misma manera.

Las llanuras de inundación son extensas superficies situadas a 2 ó 3 m por encima del lecho menor y que alcanzan una anchura próxima a un kilómetro en los tramos más bajos de los ríos Cubilar y Gargáligas. Aparecen tapizadas por sedimentos limo-arcillosos, aunque en ocasiones afloran gravas que deben corresponder a antiguas barras sepultadas por la decantación de limos y arcillas.

Se han identificado como terrazas los depósitos fluviales, con granulometría variable, situadas entre 5 y 8 m sobre el cauce actual del río Ruecas y de los arroyos de Valdefuentes y Descortezados.

Sin embargo, en los ríos Cubilar y Gargáligas, depósitos equivalentes han sido identificados como glacis, dado que por su gran extensión presentan pendientes progresivas hacia las zonas de cabecera.

Los conos de deyección presentan un desarrollo muy escaso y sólo se han identificado al pie de los relieves cuarcíticos.

Las formas erosivas de origen fluvial más frecuentes son, por un lado, las líneas de incisión vertical que vienen a representar el «thalweg» de todas las vaguadas, con o sin depósitos de fondo de valle, y por otro las líneas de cresta o divisorias de agua en diversos interfluvios. En los relieves cuarcíticos estas líneas marcan o siguen la dirección de las capas y por ello reproducen en cierta medida la estructura del sustrato.

Otras formas menos frecuentes son: la erosión lateral, las líneas de incisión fluvial, la arroyada en regueros cambiantes, los meandros abandonados, los «crevasses splay» y las divisorias de agua.

La erosión lateral se produce en el lecho menor de los cursos principales cuando socavan bien la ladera o bien la llanura de inundación contiguas a él.

Las marcas de arroyada difusa se desarrollan sobre diversas llanuras de inundación marcando el sentido de la suave pendiente de las mismas. Tal es el caso de las llanuras desarrolladas en relación con el río Cubilar o en los tributarios al río Gargáligas y que descienden desde la raña de Valdeazores. Por otra parte, en el Arroyo de las Quebradas, situado en este sector, se han identificado surcos producidos por «crevasses splay» producidos por el desbordamiento del lecho menor sobre la llanura de inundación.

Sobre el propio río Gargáligas también se puede identificar un pequeño meandro abandonado dentro del sistema de cauces anastomosados.

En las zonas de cabecera de la red encajada bajo la raña de Valdeazores se han excavado diversas cárcavas sobre los materiales arcillo-limosos del Terciario, así como sobre la alterita desarrollada sobre el zócalo de pizarras, inmediato al borde de cuenca, en el límite norte de la Hoja.

Formas poligénicas

Las superficies de erosión tienen una expresión muy restringida dentro de la Hoja de Valdeca-balleros.

El nivel de cumbres de las Cuarcitas Armorianas no se ha representado, dado que por un lado la extensión que ocupa se reduce a una línea y por otro, esta línea (que corresponde a una divisoria de aguas) tiene cotas variables, de forma que el nivel de cumbres, mencionado en los apartados anteriores, sólo queda definido por el promedio de las cotas más altas sobre las Cuarcitas Armorianas.

En el ángulo NO de la Hoja, bajo el relieve residual correspondiente al batolito de Logrosán, se puede identificar una primera superficie degradada (S1) coincidiendo con los sectores más elevados de los interfluvios del área, con cotas que oscilan entre 520 y 440 m, dado que presenta un suave descenso hacia el cauce del río Gargáligas.

En el sector suroriental también existen algunos retazos de esta misma superficie, desarrollada sobre las cuarcitas y pizarras del sinclinal de Herrera.

En el interfluvio situado entre los ríos Ruecas y Cubilar existe un aplanamiento, a unos 20 m por debajo de la superficie anterior, que ha sido identificado como los restos de una segunda superficie (S2). Aunque en esta Hoja este único dato no sería suficiente para definir dicha superficie, ello se hace en función de su presencia y continuidad en las Hojas limítrofes.

En las inmediaciones de los cauces de los ríos Ruecas y Cubilar existen diversos aplanamientos o terrazas rocosas, situadas a unos 30 m sobre el cauce actual, que han sido identificadas como S3.

Sobre los materiales blandos del Terciario se han desarrollado hasta cinco generaciones de glacis.

El glacis culminante o G₁ corresponde al piedemonte más alto y antiguo, desarrollado bajo los relieves cuarcíticos y del cual sólo quedan tres retazos, situados al pie de la Sierra de las Pastillas. Se trata de gravas heterométricas con cantos angulosos y matriz arcillo-limosa rojiza.

El glacis siguiente G₂ equivale a la extensa raña que debió cubrir toda la Hoja con excepción de los relieves residuales, quedando en la actualidad las plataformas correspondientes a la raña de Valdeazores, a la del Tiro de Zagalejos (en el borde occidental) y a diversas plataformas existentes entre los relieves cuarcíticos del ángulo suroriental, donde presentan cotas de 520 a 450 m, y por tanto unos 50 m más bajas que los puntos más bajos de la Raña de Valdeazores. Lo cual es una consecuencia de su mayor proximidad al río Guadiana, en torno al cual ya se debió de organizar el drenaje y las pendientes de estos glacijs.

Este glacis presenta depósitos con las características de la serie ocre del Neógeno, gravas de cantos rodados con alteración superficial ocre y matriz arenolimosa, con el mismo color.

Los glacis G₃ forman un nivel bastante característico. A diferencia del anterior presenta una matriz rojiza entre sus cantos y pendientes mayores, dado que este nivel ya está relacionado

con el encajamiento de la red actual bajo la extensa llanura del glacis anterior, descendiendo desde cotas de 560 hasta 460 en las áreas de cabecera del borde Norte de la Hoja y desde los 380 hasta los 330 en el ángulo SO, donde también la superficie del glacis anterior (G_2) está más baja. En el centro de la Hoja los ápices de estos abanicos se sitúan entre 40 y 50 m bajo G_2 . Sin embargo, en el ángulo SE de la misma, su encajamiento es algo mayor, 60 a 80 m, lo cual puede ser la consecuencia de la mayor proximidad de este sector al río Guadiana.

Unos 10 a 15 m bajo los glacis G_3 se desarrolló otra generación de glacis G_4 (j) que descenden hasta situarse en todos los casos sobre los cauces actuales. Presentan pendientes menos acusadas que los anteriores, con una morfología de glacis terraza.

Estas dos últimas generaciones de glacis en algunos casos presentan una mayor o menor degradación, al haber sido incididos por el encajamiento incipiente de la red hidrográfica.

Un último episodio de glacis es el correspondiente a aquellos cuya base enlaza con las llanuras de inundación o con los fondos de valle y que por tanto todavía pueden ser funcionales. Son los glacis recientes o actuales.

Existen algunas vertientes que no aparecen regularizadas, como en el caso de los glacis y coluviones, presentando una morfología de pendientes variables, normalmente conectada con los cauces actuales. Cuando dichas vertientes presentan depósito han sido identificadas como aluvial-coluvial.

Formas de ladera

En torno a todos los relieves cuarcíticos se han desarrollado extensas laderas regularizadas con depósitos de bloques y fragmentos con la misma litología cuarcítica, que se han identificado bien con vertientes de bloques, bien como coluviones.

También bajo el escarpe de la raña de Valdeazores, las laderas de las numerosas digitaciones producidas por la incisión fluvial, aparecen regularizadas y cubiertas de coluviones, impidiendo la observación de la serie terciaria. No obstante, se ha optado por la no representación de dichos depósitos, dado que, especialmente en el mapa geológico, habría enmascarado la extensión real del Terciario así como los contactos entre los tramos diferenciados.

Por el contrario, sí que se han diferenciado los importantes deslizamientos producidos sobre estos materiales y en los que es posible identificar una disposición caótica de los mismos, así como algunas laderas con depósitos muy poco desarrollados que aparecen regularizadas y posteriormente disectadas.

Formas antrópicas

Hay que mencionar las importantes modificaciones de la morfología introducidas por los movimientos de tierras en las obras de la Central de Valdecaballeros, que han creado huecos y rellenos artificiales de gran envergadura.

Algunas pequeñas canteras explotan los niveles de gravas del Neógeno o de los depósitos más recientes.

El canal de las Dehesas y la presa en construcción del Gargáligas constituyen otras importantes modificaciones del relieve.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales debidas a depósitos aparecen relacionadas más arriba con las correspondientes unidades geomorfológicas a las que dieron lugar. Por otro lado, en el capítulo dedicado a la estratigrafía, se describen sus características petrológicas. Sin embargo las alteritas existentes tanto sobre el zócalo como sobre los sedimentos terciarios, sólo son contempladas en este apartado.

Un rasgo característico en el Macizo Hespérico de todos los relieves residuales constituidos por cuarcitas y pizarras, y de algunas zonas llanas, es la fuerte alteración meteórica de éstas últimas. Dada la antigüedad de dichos relieves en dichas alteritas, pueden reconocerse diversos episodios ya caracterizados y datados, por correlación con sedimentos coetáneos, especialmente en la cuenca del Duero MARTÍN SERRANO (1986).

La alteración más antigua se conoce como alteración fundamental y es de carácter caolínico, con fuerte lixiviación y una potencia considerable. Esta alterita, de edad mesozoica, ocuparía todas las laderas situadas en las inmediaciones de las cumbres cuarcíticas. No obstante, y dada su gran extensión, no ha sido representada.

En los sectores más bajos y situados al nivel de S1, ha sido totalmente desmantelada. Circunstancia que se produce incluso en el zócalo que aparece cubierto por Terciario, lo cual implica que dicho desmantelamiento es anterior al depósito de este último.

El siguiente episodio de alteración fue designado por el citado autor como alteración o etapa roja. Es una alteración somera que durante el Mioceno inferior dio lugar a una rubefacción (ferruginización) y en algunas zonas llanas a encostramientos por carbonatos.

En la Hoja de Valdecaballeros, la rubefacción puede superponerse a la alterita mesozoica o bien teñir superficialmente los afloramientos cuarcíticos y pizarras. Por ser omnipresente sobre los relieves cuarcíticos, no se ha representado en ellos, pero sí en algunos lugares muy concretos de la sucesión terciaria (contacto entre la Formación Madrigalejo y el tramo superior del Neógeno).

La última alterita corresponde a la alteración o etapa ocre, presente en todos los clastos del Neógeno superior, así como en los relieves cuarcíticos de donde proceden aquéllos.

También ha podido identificarse sobre el zócalo rifeense el ángulo NO de la Hoja, y en relación con la superficie de erosión S1 que anteriormente estuvo enterrada bajo la serie del Neógeno superior.

Esta alteración también es de carácter caolínico con lixiviaciones a favor de planos de discontinuidad.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La evolución geomorfológica del área de estudio en sus grandes rasgos es la misma que la del resto del Macizo Hespérico, y responde al modelo establecido por MARTÍN SERRANO (*op. cit.*) en la Meseta Norte. Dicha evolución se inició durante el Mesozoico, a lo largo del cual se desarrolló una superficie de erosión (superficie inicial), de la cual hoy sólo perdura lo que se designa como nivel de cumbres.

Sobre dicha superficie se produjo un importante perfil de alteración, con un espesor de varias decenas de metros y que afectó, casi exclusivamente, a los materiales pizarrosos, en tanto que las capas de cuarcita no experimentaron ningún cambio en su composición.

Por ello, ya durante el Mesozoico, se produjo una denudación paulatina de las alteritas de los materiales pizarrosos, en tanto que las capas cuarcíticas (especialmente el tramo de Cuarcita Armoricana) comenzaron a resaltar sobre la nueva superficie. El paulatino encajamiento de ésta bajo los relieves cuarcíticos se produjo de forma simultánea al avance del perfil de alteración.

En el área de estudio este encajamiento alcanzó unos 200 a 300 m bajo la superficie inicial, generándose el relieve apalachiano GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO (1980), tan característico de las Sierras de los Ibores y de las Villuercas y que debía estar configurado y al comienzo del Paleógeno, con un paisaje muy similar al actual, en el que las sierras de cuarcitas ya presentaban los numerosos «portillos» o vías de paso para la red de drenaje de aquel momento. (De hecho en algunos de estos «portillos» situados en ambas mesetas existen depósitos paleogeógenos adosados a dichos valles transversales).

La superficie encajada, designada más arriba como superficie fundamental SOLE SABARIS y BIROT (1952) y SOLE SABARIS (1954) o penillanura extremeña HERNÁNDEZ PACHECO (1947), fue desnivelada y basculada por los movimientos alpinos, generándose áreas elevadas y fosas tectónicas, donde se depositaron tectofacies, de bloques pizarrosos o bien de naturaleza arcósica según la composición del zócalo situado en los bloques elevados por las fallas de borde de cuenca. En el área de estudio la tectofacies pizarrosa sólo aflora en unos pocos lugares contiguos al río Cubilar, extendiéndose hasta unos 4 Km de las fallas de borde, con un paso lateral a las arcillas y limos de la Formación Madrigalejo, procedentes de la denudación de las alteritas. El depósito de esta Formación se produjo en un medio lacustre cuya margen noroccidental se situaría en los abanicos de la tectofacies adosada al escarpe tectónico, que hoy coincide aproximadamente con el río Cubilar. En su margen suroriental, fundamentalmente atectónico, la Formación Madrigalejo progradaba y cubría progresivamente hacia el Sur la superficie fundamental (S1), basculada hacia el Norte.

Al no existir dataciones sobre dicha formación, no es posible precisar la edad del basculamiento y de la formación del escarpe, así como el final del proceso de colmatación de la semisofa. No obstante y asumiendo el modelo de evolución geomorfológica mencionado, las alteritas y depósitos rojos, que marcan una edad Mioceno inferior, se sitúan en diversos sectores de la cuenca alta del Guadiana, tapizando los depósitos de la Formación Madrigalejo y rellenando canales suaves y paleorelieves excavados sobre esta formación.

Sobre las Sierras cuarcíticas del Sinclinal de Herrera estos depósitos sólo se conservan en tres plataformas correspondientes a los ápices de abanicos con esta edad.

De esta manera, la etapa roja —presumiblemente del Mioceno inferior— culminó la sedimentación de la formación Madrigalejo, aunque representa un cambio notable en relación a la misma, ya que con ella se desarrolló un primer sistema fluvial cuyos depósitos enlazaban con algunos abanicos de piedemonte en los relieves residuales, pero que hacia el interior de la cuenca dieron lugar a importantes acumulaciones de gravas y niveles de arcillas con cantos, bien conservadas en la contigua Hoja de Madrigalejo. Las características de estos depósitos, descritas en el apartado de Estratigrafía, apuntan hacia condiciones de escorrentía ocasional, en clima cálido, bajo el cual se produjo una rubefacción tanto en las áreas de zócalo como sobre los sedimentos terciarios. El desmantelamiento y transporte de dicha alterita dio lugar a las arcillas rojas presentes en la matriz de estos depósitos correlativos de aquélla.

Dentro y fuera de la Cuenca del Guadiana, y en especial en la Hoja de Valdecaballeros, estos depósitos y alteritas son poco abundantes, lo cual es debido al carácter erosivo de la base del siguiente y último tramo de la serie terciaria: la serie ocre del Neógeno superior.

Esta serie presenta un tramo basal, no siempre presente, con paleocanales de gravas cuarcíticas, seguido de fangos con clastos dispersos y en el que tanto la superficie de los cantos como la matriz y los niveles limo-arcillosos, muestran un color ocre característico, dado que en definitiva estos depósitos proceden del desmantelamiento de la alterita ocre del zócalo, simultáneamente al avance del propio frente de alteración durante el período de tiempo ya indicado.

La etapa erosiva previa al depósito de la serie ocre fue muy importante, dado que creó un paleorelieve con surcos que, en ocasiones, desmantelaron la mayor parte de la F. Madrigalejo. Tal es el caso del sector nororiental de la Hoja, situado al NE del relieve cuarcítico de Valdecaballeros, donde dicha serie supera los 100 m de espesor y rellena un amplio paleovalle cuya paleoladera suroccidental es el propio relieve cuarcítico aunque todavía con retazos adosados de las arcillas de Madrigalejo.

En el lado occidental de dicho relieve la discordancia de la base del Neógeno ha profundizado unas decenas de metros menos que en el lado oriental; circunstancia explicable por el hecho de que en el segundo sector el drenaje que produjo el vaciado, previo al depósito del Neógeno, o bien se realizó a favor de un «paleorío» Cubilar o bien directamente al «paleo-Guadiana», pero a través de un collado (Cuesta de los Rollos), donde las arcillas de la F. Madrigalejo todavía se encuentran a cota de 425 m. Por el contrario, el sector NO debió vaciarse a favor del paleovalle del Ayo. de Valdefuentes, que desaguó directamente al mismo «paleoGuadiana», muy próximo a dicho sector. Por ello en este lugar la captura y vaciado pudo ser mucho mayor.

La sedimentación de la serie ocre produjo el enterramiento de los paleorelieves creados previamente, hasta configurar un extenso glacis que desciende desde el relieve de Las Villuercas situado al Norte y que llegó a enterrar el nivel de cumbres en el bloque hundido junto al escarpe tectónico de dicha comarca.

Esta etapa de relleno y colmatación implica el cierre de las «vías de salida» activas para el drenaje de la etapa roja y de la base del ciclo ocre, que debieron ajustarse de forma aproximada

a los ríos actuales (Guadiana, Gargáligas, Zújar, etc.) Para ello cabe pensar en una etapa tectónica con actuación entre el Mioceno inferior (etapa roja) y el Neógeno superior (etapa ocre), y que por tanto podría corresponder a la Fase neocastellana AGUIRRE, *et al.* (1976).

Sin embargo otros accidentes, como uno situado en la Hoja contigua hacia el Sur (Navalvillar de Pela), presenta movimiento reciente con hundimiento del bloque septentrional. Este accidente es perpendicular al curso actual del río Guadiana y por tanto podría haber actuado como barrera y nivel de base local frente al drenaje que produjo el depósito de la serie neógena.

Por otra parte, la propia geometría de este cuerpo sedimentario, engrosando hacia la zona de cabecera, como una gran lente planoconvexa (ver cortes), permitiría explicar el importante grosor alcanzado por el mismo al pie de la Sierra de Las Villuercas, donde ha llegado a enterrar todos los rasgos geomorfológicos, incluido el nivel de cumbres tectónicamente hundido al pie de dicha Sierra.

La evolución geomorfológica se completa con la incisión de red hidrográfica actual, la cual se produjo por erosión remontante desde los cauces principales (paleoríos: Guadiana, Cubilar, etc.) que habían sido funcionales durante las etapas anteriores.

En este encajamiento se detecta una primera etapa con regularización de vertientes, formándose los glacis G_3 , los cuales por presentar una matriz rojiza, podrían ser equivalentes de la terraza alta del Tajo, datada como Pleistoceno inferior.

Este primer glacis-terraza presenta estos tonos rojizos en todo el ámbito extremeño, tanto de la cuenca del Tajo como del Guadiana.

Otras etapas de regularización dieron lugar al glacis-terraza G_4 , y por último a las extensas llanuras de inundación del río Cubilar y Gargáligas.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECENTE. TENDENCIAS FUTURAS

En la morfología actual contrasta la amplitud de los valles en artesa excavados sobre los depósitos blandos del Terciario con los valles más angostos existentes sobre el zócalo de metasedimentos, reflejando el efecto de barrera litológica ejercido por éste último, tanto cara al retroceso y regularización de las laderas, como a la incisión vertical. En el contexto regional los tramos en los que los ríos principales fluyen sobre zócalo, estos constituyen auténticos niveles de base frente al encajamiento y regularización y ampliación de los valles sobre los materiales blandos del Terciario.

No obstante, en este último existen niveles más resistentes, como son las gravas que coronan el Neógeno (Raña), que ejercen un efecto protector en las áreas de cabecera, produciendo un relieve escarpado en el que son frecuentes los deslizamientos de ladera, especialmente sobre el contacto entre la serie neógena y la Formación de arcillas y limos de Madrigalejo, debido a la menor permeabilidad de esta última.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de investigación del Proyecto que incluye esta Hoja, situada en el núcleo del Domo Extremeño, el registro sedimentario de los materiales aflorantes muestra tres conjuntos claramente identificables. El conjunto precámbrico, es la unidad más característica de esta región; el conjunto paleozoico, que origina los relieves que resaltan en la penillanura extremeña, y el conjunto cenozoico, que rellena las depresiones por donde discurren los cauces fluviales más importantes, especialmente el río Guadiana y sus afluentes Gargáligas, Ruecas, Alcollarín, Cubilar y Zújar.

La base de la serie general, en gran parte de la ZCI, la constituyen los materiales atribuidos al Precámbrico y denominados Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), CARRINGTON DA COSTA (*op. cit.*), TEIXEIRA (*op. cit.*) y OEN ING SOEN (*op. cit.*).

En las últimas décadas, las investigaciones realizadas en estos materiales, no han conseguido poner de acuerdo a los distintos autores sobre cuestiones geológicas básicas. De esta forma se tiene, desde autores o equipos de investigación que han considerado el CEG como un registro sedimentario continuo, hasta propuestas que lo subdividen en dos, tres o cuatro grupos.

Los primeros intentos de división son los de BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971). En estos dos últimos trabajos los autores distinguen en el Valle de Alcudia y Domo de Abenojar, dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan Alcudiense Inferior, eminentemente grauváquico y Alcudiense Superior con sedimentación mixta siliciclástico-carbonatada.

El trabajo de síntesis regional de HERRANZ y otros (1977), recoge esta división y la amplía a toda el área de Alcudia-Alta Extremadura.

En la publicación resumen del «Proyecto Hespérico», ÁLVAREZ NAVA y otros (1988), definen la existencia de tres grupos separados por discordancias. Esta línea de investigación se mantiene y precisa en trabajos posteriores SAN JOSÉ (1981), SAN JOSÉ y otros (1990), PALERO (1993), LÓPEZ DÍAZ (1994) y actualmente la subdivisión del CEG en tres grupos denominados: Domo Extremeño, Ibor-Navalpino y Valdelacasa, es generalmente utilizada y aceptada.

En cuanto a la edad precámbrica, atribuida a la mayor parte de la sucesión anteordovícica, es igualmente objeto de controversia, acrecentada por el escaso contenido paleontológico de estos materiales y la dispersión de los hallazgos.

La atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense Inferior (Grupo Domo Extremeño) al Rifeense s.l., en virtud del supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos MITROFANOV y TIMOFEEV (1977), no tiene actualmente validez ya que dichos géneros han sido considerados como de origen inorgánico y por ende han perdido su valor estratigráfico. Sin embargo, otros hallazgos de acritarcos e icnofósiles, realizados en materiales del Alcudiense Inferior Centroibérico VIDAL y otros (1994a), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Vendíco) para todos estos restos fósiles.

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense Superior (Grupos Ibor y Valdelacasa), y la edad que determinan es Vendíco con aparición de metazoos coloniales de caparazón carbonatado de tipo Cloudina, que se considera fósil índice del Proterozoico terminal.

Por tanto, desde el punto de vista paleontológico, y a la luz de las investigaciones más recientes, aún no se ha probado la existencia de depósitos fosilíferos con antigüedad mayor al Véndico.

En este contexto regional previo, los trabajos desarrollados en el marco de esta investigación, reflejados en los capítulos anteriores, demuestran que en las series del Precámbrico pueden definirse dos grupos separados por una discordancia angular y erosiva. El grupo inferior aflorante es el Grupo Domo Extremeño, y sobre él se tiene un grupo datado como Véndico en razón de los hallazgos paleontológicos encontrados y que por su cronología y composición litológica es asimilable al Grupo Ibor-Navalpino. No aflora en esta área el Grupo Valdelacasa.

En el Grupo Domo Extremeño se han diferenciado tres formaciones con características litológicas muy definidas. De muro a techo se tienen las «Pizarras de Estomiza o Talarrubias», las «Areniscas de Estomiza» y la «Formación Orellana». En conjunto, estas formaciones constituyen una secuencia deposicional de tipo I, durante fases de nivel de mar bajo y se encuadrarían en un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (*op. cit.*).

El conjunto de las Formaciones Pizarras de Estomiza y Areniscas de Estomiza representarían el cortejo de materiales turbidíticos depositados en etapa de mar bajo (tipo I) y la Formación Orellana sería el cortejo depositado en la etapa de ascenso del nivel del mar (tipo II). La Formación «Limositas del Cubilar», equivalente lateral de esta última formación, podría tratarse de un complejo progradante de nivel bajo (PLSC) en depósitos de plataforma externa.

La secuencia deposicional que configuran las formaciones del Rifeense Superior-Véndico Inferior con depósitos de cuenca y talud, que en principio parecen indicar una elevada tasa de sedimentación con tendencia a la somerización, pero cuyos espesores promedio, facies, asociaciones y ciclos de facies mantienen condiciones similares durante decenas de kms en la ZCI, cuestionaría que, una secuencia deposicional con estas características, fuese simplemente el relleno de un surco subsidente. El espectro de los distintos conglomerados, en especial los «pebbly mudstone», con cantos estructurados previamente, las direcciones de aporte medidas y el sistema de depósito descrito, junto a todas las cuestiones anteriores, invocaría una cuenca con actividad tectónica continuada y creciente en la que su área emergida, situada al Sur y Suroeste sufre un levantamiento progresivo, en tanto que el talud sedimentario se desplaza simultáneamente hacia el Norte y Noreste con relleno lateral y frontal del surco subsidente.

En este contexto tectosedimentario la etapa de deformación, de edad Véndico Inferior, correspondería a una fase mayor de ámbito cuencal, con la que podría relacionarse una esquistosidad en ámbitos internos de la cadena PALERO (1993).

Durante el Véndico Superior se reanuda la sedimentación con los depósitos del Grupo Ibor en discordancia sobre el GDE.

En cartografía, estos materiales se encuentran sobre cualquiera de las formaciones del GDE, lo que subraya el carácter discordante del límite establecido entre ambos grupos (discontinuidad de tipo 1).

Aunque en esta Hoja no afloran materiales atribuibles al Grupo Ibor, este capítulo contempla la evolución global del precámbrico en áreas próximas, de tal forma que se obtenga una mejor compresión del contexto tectosedimentario.

Se han definido dos unidades litoestratigráficas correspondientes a dos secuencias deposicionales. La inferior, con un cinturón de facies fluvio-marinas (fan deltas) situado en el SO, que evoluciona a facies de plataforma silicilástica y mixta siliciclástico-carbonatada con facies del grupo HCS, en los sectores orientales y surorientales. La secuencia deposicional superior, con afloramientos aún más restringidos, se observa en aparente concordancia con la infrayacente y su constitución es prácticamente similar, con siliciclásticos en la base y carbonatos a techo. El sistema de depósito evoluciona desde facies circunlitorales en el Oeste y Suroeste a plataformas mixtas en el Este y Noroeste. En ambas secuencias deposicionales, y especialmente en los tramos siliciclásticos y carbonatados, se han encontrado yacimientos de icnofauna relativamente abundante, que precisan una edad Véndico Superior para este Grupo.

En áreas próximas situadas al Norte y Noreste, afloran series muy potentes, tanto del Grupo Ibor, tan escasamente representado en ésta, como del Grupo Valdelacasa o Pusiense, de edad Véndico Superior-Cámbrico Inferior, discordante a su vez sobre los anteriores. Aún con la consideración ya realizada del intenso período erosivo preordovícico, la distribución de los afloramientos de los distintos grupos del CEG, así como sus espesores, composición de las secuencias deposicionales y las características de sus límites, confirman la traslación de los depocentros en el período Rifeense Superior-Cámbrico desde los sectores meridionales de la zona Surcentroibérica a los septentrionales.

En el ámbito de estudio, no existen sedimentos datados de edad cámbrica, ya que en discordancia sobre las distintas formaciones del Neoproterozoico, los primeros depósitos que se encuentran en el área son atribuidos al Ordovícico Inferior (Arenig basal).

Como se indicaba en capítulos anteriores, el registro sedimentario de los materiales paleozoicos postcámbricos, es el que ocupa una mayor extensión de afloramientos y el mejor conocido de la ZCI. Su límite inferior (Tipo I) es una discontinuidad de primera magnitud, que en la bibliografía se correlaciona con la discordancia Sárdica, que al ser intraordovícica en su localidad tipo (Cerdeña), invalidaría tal adscripción en esta zona.

En el intervalo Cámbrico Inferior-Ordovícico Inferior, sin sedimentación o con ella hasta un horizonte desconocido, ocurrió a nivel regional una fase tectónica a nivel cuencal que según algunos autores sería de tipo compresivo relacionada con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo, y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañados de vulcanismo fisural subaéreo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, Roiz (1979).

En las zonas internas de la cadena, las intrusiones de granitos (derivados con posterioridad en ortoneises) con dataciones absolutas en el intervalo Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, estarían relacionadas con esta fase.

En el ámbito regional, a esta fase, se le atribuye la formación de pliegues isoclinales norvergentes en el substrato y, localmente, sinesquistosa, ÁLVAREZ NAVA, *et al.* (*op. cit.*).

La actuación subsiguiente de los procesos erosivos sobre las estructuras generadas, provoca vacíos erosionales de entidad variable.

En el ámbito de la investigación, los términos datados más modernos del hiperciclo neoproteozoico, son de edad Véndico Superior, en tanto que en toda el área de hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales siliciclásticos (conglomerados, areniscas y lutitas) atribuidos al Arenig basal.

La restricción areal de estas series, sus cambios bruscos de espesor y litología, permiten suponer que son el relleno del paleorelieve generado por la tectónica distensiva en el zócalo anterordovícico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarcita Armoricana, es motivo de discusión, tanto más cuanto su contenido paleontológico es escaso o impreciso salvo hallazgos recientes realizados en sus niveles superiores, y que confirman una edad Ordovícico basal, concordante con la estratigrafía de eventos que sitúa una transgresión global en el Tremadoc inferior, GUTIÉRREZ MARCO, *et al.* (*op. cit.*), SAN JOSÉ, *et al.* (*op. cit.*).

Sin embargo, otros datos de índole cuencal, parecen avalar la teoría por la cual el depósito de estas series comenzarían no antes del Arenig basal, en el que se iniciaría la transgresión cuyo máximo se alcanza a finales del Arenig inferior. FORTEY (*op. cit.*) y OLIVÉ, *et al.* (1989).

La sedimentación en el Ordovícico inferior continúa en la ZCI con el depósito de la Cuarcita Armoricana, facies ubicuas en toda la cuenca, y que constituye el elemento fundamental como constructor del relieve.

Aunque en el área de investigación nunca se apoya directamente sobre las series preordovícicas, en el ámbito regional, tal hecho es lo más normal. Cuando se observa el contacto entre la serie del Arenig basal y la Cuarcita Armoricana, siempre se ha visto como una aparente conformidad, por lo que al menos localmente la «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956), no sería extensiva para toda la cuenca.

Los materiales aflorantes del hiperciclo postcámbrico en el área (Ordovícico Inferior-Devónico Inferior), en general, pueden subdividirse en dos grandes conjuntos separados por la discordancia del Ordovícico terminal. Por tanto, se trataría de dos megaciclos, el inferior de edad Ordovícico y el superior, Ordovícico terminal-Silúrico y Devónico Inferior.

Hay un consenso general de la mayoría de autores, a considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico terminal.

De esta forma, pueden establecerse dos eventos de fracturación extensional con creación de cuenca de edades Arenig basal y Ordovícico terminal, y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas, que se acrecientan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO y DABRIO (*op. cit.*), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Surcentro Ibérica, en las que las alternancias de pizarras y

cuarcitas se interpretan por los movimientos cílicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM (1985), VAIL, *et al.* (1977), POSAMENTIER, *et al.* (1988) que de muro a techo son:

- S.D.1 — Formación «Lie de Vin» (Arenig Basal) - LST
 — Cuarcita Armoricana - HST
- S.D.2 — Capas Pochico - SMST
 — Pizarras Neseuretus (Grupo Navatrasierra) - TST
- S.D.3 — Areniscas de Los Rasos (Grupo Navatrasierra) - SMST
 — Pizarras de Navalaceite (Grupo Navatrasierra) - TST
 — Cuarcitas Cantera (Miembro Inferior) - HST
- S.D.4 — Cuarcitas Cantera (Miembros Medio y Superior) - SMST
 — Pizarras Cantera - TST

DISCORDANCIA ORDOVÍCICO TERMINAL

- S.D.5 — «Pelitas con fragmentos» - LST
 — Cuarcita Criadero - HST
- S.D.6 — Grupo Cerro Escudero - SMST
 — Cuarcita Doradillo - HST
- S.D.7 — Grupo Valdenmedio - LST

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera y Cuarcita de Doradillo) como depósitos de nivel alto (highstand-systems tract), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo «destructivo» con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies HCS, GABALDÓN (*op. cit.*) de grano medio y grueso amalgamadas (Capas Pochico, Arenisca de Los Rasos, Miembros Medios y Superior de Cuarcitas de Cantera, Grupo Valdenmedio, etc.).

En sectores próximos, algunas de estas SD finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de las S.D.4 con la «Caliza de Urbana» y la S.D.7 con los carbonatos bioconstruidos del Devónico Inferior.

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma («shelf margin systems tract») (SMST) y «transgresive system tract» (TST), con sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

Este marco general puede integrarse en el modelo geodinámico propuesto para el Macizo Hespérico por QUESADA, C. (1991, 1992).

Dicho autor considera la ZCI, donde se ubica el área de estudio, «como el *terreno* (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana». Sobre dicho promontorio, «se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (ZOM) durante la orogenia Cadomiense, de tal forma que en la zona surcentroibérica se configura una cuenca de antepaís en la que se alojaron las turbiditas sinorogénicas, correspondiente al Grupo Domo Extremeño, las cuales, seguidamente, sufrieron un plegamiento no muy acusado y sin esquistosidad asociada».

En este trabajo se ha comprobado que el Grupo Ibor, discordante sobre el anterior, se sitúa como sinorogénico tardío, pero en una cuenca de características similares a la anterior en la que el depocentro de la cuenca de antepaís, ha migrado en sentido Sur-Norte.

La presencia, en las secuencias deposicionales de ambos grupos, de conglomerados con procedencia Sur y Suroeste, y cuyo espectro es definitorio de su origen (Ossa Morena), marcaría de alguna forma los momentos de máxima elevación de los terrenos acrecionados, sincrónicos con niveles de mar bajo.

SAN JOSÉ, M. A. (*op. cit.*) considera como fases Cadomiense I y II los movimientos causantes de dichas discordancias.

La evolución posterior del modelo, continua con una fase distensiva coetánea con la sedimentación del Cámbrico Inferior y causante de los cambios de espesor, de facies y de la existencia de numerosos hiatos y lagunas estratigráficas en los materiales de esta edad.

La transgresión y discordancia del Ordovícico inferior sellaría dicha etapa marcando el paso a condiciones de plataforma correspondientes a un margen continental pasivo.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico. A este evento se correspondería el episodio tectono-metamórfico citado por DALLMEYER y PIEREN (*op. cit.*) y datado en 420 m.a.

El evento descrito, va acompañado por vulcanismo mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Deposicionales 5, 6 y 7, cuya cronología que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratocreciente en una situación «regresiva» y somerizante, con la que finalizan los depósitos paleozoicos en esta área.

No queda ningún registro sedimentario datado posterior al Devónico Inferior como sucede en gran parte de la Zona Surcentro Ibérica occidental. En áreas orientales próximas, existe una

laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales silicicásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal, GUTIÉRREZ MARCO, *et al.* (*op. cit.*), se interpreta como una fase hercínica, previa a la principal.

En el contexto geodinámico, es en este momento cuando ocurre la colisión del promontorio septentrional del Gondwana con un continente situado al Norte. El dilatado y complejo proceso de convergencia de ambos terrenos, que comenzó en el Devónico Inferior y no finalizó hasta el Carbonífero Inferior, condicionando el carácter diacrónico y evolutivo de esta orogenia, en sentido Sur a Norte.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico. La principal, con plegamiento generalizado, esquistosidad y metamorfismo regional, se produce durante una etapa dilatada, que con los datos regionales de edad absoluta y sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior-medio. Las principales fases de cizalla (fases 2.^a y 3.^a) de estas Hojas, se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico, éstas son anteriores a la intrusión de los plutones más tardíos como el de Alcuescar, 313 ± 10 m.a. CASTRO (1984), es decir en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior). El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcínemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores y pueden llegar hasta el Pérmico.

Posiblemente, durante el Ciclo Mesozoico y el Cenozoico basal, toda el área de investigación estuviese sometida a diversos ciclos erosivos relacionados tanto con las etapas de fracturación extensional, en las que la Pangea sufrió separación continental, con la apertura de la Cuenca Atlántica, como durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina, que reactivaron algunos sistemas de fracturas hercínicas. Relacionado con el episodio distensivo Triásico-Jurásico inferior, pudo producirse intrusión de rocas básicas (diabasas) similares al dique Alentejo-Plasencia.

Los distintos eventos acaecidos en las etapas del Ciclo Alpino, configuran durante este período un relieve morfoestructural en gran parte de la ZCI, al que se denomina «Superficie fundamental» o «Penillanura extremeña», cuya construcción final alcanzaría hasta el Paleógeno Inferior.

Los movimientos alpinos, que generan las distintas cuencas terciarias, desnivelan y basculan la «Superficie fundamental». En esta área, el basculamiento general se produjo hacia el NNO hasta las fallas del borde norte de la Cuenca del Guadiana.

En el relleno de la Cuenca Media del Guadiana, se establecen en el Terciario dos ciclos sedimentarios.

En el ciclo superior, el relleno de la semifosa se realiza por los materiales siliciclásticos, procedentes del desmantelamiento de la alterita fundamental en la superficie basculada y por los abanicos aluviales asociados a fallas activas (tectofacies). Estos materiales fueron llenando la semifosa cubriendo áreas cada vez más meridionales, en muchos casos, ya desprovistas de la alterita fundamental.

Durante el Mioceno Inferior se instala un período de clima cálido y seco, con el que se desarrolla un sistema fluvial con cauces efímeros, es la conocida como «etapa roja» cuyo sistema de aportes coincide a grandes rasgos con el precedente.

Con posterioridad a la «etapa roja», con la que culmina el Ciclo Inferior del Terciario, una nueva fase distensiva con basculamiento de bloques, originan el depósito de las series del segundo ciclo («ciclo ocre»), que en esta área constituye la Formación Valdeazores o abanico de las Villuercas, cuya procedencia es del Norte.

Durante el período Mioceno Inferior-Plioceno, los distintos movimientos y basculamientos, ocasionados por las fallas activas del borde norte de la cuenca, originan variaciones en el nivel de base regional, de tal forma que los glaciares y abanicos del ciclo ocre pudieron enterrar, al menos en parte, el dispositivo del ciclo inferior.

En áreas próximas de la ZCI (Campo de Calatrava), éstos eventos distensivos del «ciclo ocre» generan actividad volcánica cuya máxima intensidad se alcanza en el Plioceno (Fase Iberomanchega).

En el Pleistoceno Inferior, la red hidrográfica atlántica captura esta área encajándose en sucesivas etapas, que configuraron los distintos glaciares, los últimos de los cuales enlazan con las extensas llanuras de inundación del río Guadiana y sus afluentes, Alcollarín, Ruecas, Gargálgas y Zújar, que se unen a él en el extremo suroccidental del ámbito de investigación.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos

Los indicios de esta Hoja están todos relacionados con el Macizo de Logrosán, encajando directamente en él o en su aureola de metamorfismo de contacto.

Se han agrupado en cuatro indicios, el n.º 1 Cerro de San Cristóbal y el n.º 3 Aluvial de Las Artesitas son de estaño-wolframio. El n.º 2 Filón Costanza es de fosfato, y el n.º 4 es de cobre.

El indicio del Cerro de San Cristóbal (Coord. UTM 283182 y 4355818) agrupa una serie de labores mineras, principalmente de rafas y trincheras, aunque se observan pocitos cegados y se mencionan labores de interior por galerías. Generalizando se puede afirmar que en todo el macizo granítico se han explotado o investigado los filones de cuarzo y aplita, que son muy

abundantes, especialmente en la mitad occidental, en donde se aprecian las tres labores más importantes. La minería de estaño en Logrosán se ha realizado en dos zonas, el Cerro de San Cristóbal y El Serranillo. Este último, localizado a unos 5 km al NE-E de la población, fuera ya de la Hoja de Valdecaballeros.

La presencia de abundantes restos arqueológicos indica que en tiempos prehistóricos, fue una importante estación estannífera. En 1949 fue redescubierta esta localidad estannífera por unos buscadores de oro, y como consecuencia de esto, se desencadenó una búsqueda frenética de casiterita.

Como consecuencia de la ausencia de una planificación racional de laboreo, tanto de los filones como de los placeres detriticos, se produjo una explotación anárquica de los mismos, abriendo y abandonando muchas labores de pequeña entidad.

En el Cerro de San Cristóbal, los parajes más conocidos como zonas de mayor concentración, tanto de filones como de depósitos de ladera, correspondían a los nombres de Fuente del Moro, Grupo Marrón y El Carrasco.

Este macizo ha sido investigado recientemente por ENADIMSA (1982) y MAYASA (1991).

El estaño aparece en una paragénesis constituida por estannina, casiterita, arsenopirita y minerales accesorios como calcopirita, wolframita, pirita y blenda. La garga es de cuarzo, turmalina y moscovita.

La mineralización está asociada a facies graníticas evolucionadas de emplazamiento apical, en las que se producen fenómenos de greisenización, algunos diques aplíticos estériles y filones de cuarzo hialino y lechoso, muy abundantes, que alcanzan potencias superiores al metro y corrida kilométrica. Los de interés minero se agrupan en tres sistemas:

- N-S con potencias hasta de 1 m
- N30° E-50° E posteriores a los anteriores
- E-O

Los dos primeros han producido greisenización en las salbandas. Las explotaciones principales se producen en los filones del segundo sistema, que al parecer se enriquecen en casiterita.

En el sector occidental del macizo se dan con mayor frecuencia las estructuras mineralizadas y el grado de greisenización es mayor.

Esquemáticamente se pueden diferenciar cuatro zonas, caracterizadas por un grupo de venas mineralizadas acompañadas por una mayor greisenización, separadas entre sí por intervalos graníticos estériles con longitudes del orden de 50 a 100 m.

En el borde más occidental y próximo al contacto, aparece la *primera zona greisenizada* en una banda aproximada de 40 m de ancho con estructuras filonianas de dirección N50° E y buzamiento de 70° al Oeste, sus espesores oscilan entre 5 y 10 cm.

Todo este grupo de indicios está reconocido a lo largo de 400 m, por pequeños pocillos y calicatas, según la dirección media de las estructuras N50° E.

En las escombreras se observa la presencia de abundante mica blanca, cuarzo, turmalina, cristales de casiterita y mispique.

A 150 m hacia el E, se sitúa una *segunda zona* mineralizada, con una longitud de unos 100 m y una anchura de 20 a 30 m. En ella destaca un filón explotado superficialmente con 0,70 m de espesor, de dirección N35° E y 70° de buzamiento al Oeste. El resto de filones correspondientes a esta zona presentan unas potencias inferiores a 50 cm.

La *tercera zona* la componen un grupo de venas mineralizadas de dirección N50° E y buzamientos variables, generalmente al Oeste, atravesando por el sistema de dirección N-S.

Tiene unas dimensiones de 500 m de longitud por 50 m de ancho, a lo largo de toda la falda meridional está reconocida por pequeñas labores superficiales, observándose un granito alterado con abundante mica blanca de indicios de casiterita.

La *cuarta zona* ocupa uno de los puntos más altos de la sierra, la conforma una serie de labores en pozos poco profundos (1 a 2 m) que han explotado filoncillos y venas de cuarzo, en un granito porfídico alterado de dos micas. Los espesores más frecuentes oscilan entre 1 a 3 cm con abundante turmalina y moscovita en las salbandas. La dirección de las estructuras es N40°-50° E y buzamientos al Oeste. Tiene unos 500 m de corrida.

En la mitad oriental del macizo, a lo largo de unos 1.300 m, siguen observándose varias estructuras filonianas de dirección N30°-40° E, en ellas se observan trazas de estaño. Las labores son muy escasas.

En el contacto septentrional del granito se produce un mayor grado de greisenización, especialmente en la intersección con las estructuras filonianas, y en ella aparecen labores antiguas de explotación, incluso subterráneas.

El indicio n.º 3, Las Artesitas, al S del batolito de Logrosán (Coord. UTM 284200, 4355350).

En relación con el desmantelamiento del granito y los filones, se originaron placeres sedimentarios, de los que se conserva el de Las Artesitas, que ha sido objeto de explotación por su contenido en casiterita y oro.

Se trata de un aluvial-coluvial de 1.000 m de longitud y hasta 300 de anchura, en el que parte está explotado por pocitos de 1 a 3 m de profundidad.

El indicio ligado al filón Costanza, es un ejemplo de filones de cuarzo con apatito, de los que hay varios encajando en la aureola de metamorfismo del Macizo de Logrosán.

Este filón fue el que produjo mayor cantidad de fosforita en el historial del Coto Minero de Logrosán. Las primeras noticias sobre yacimientos de fosfatos en Logrosán se remontan al reinado de Carlos III, si bien el período más activo fue entre 1917 y 1926, en donde se llegan a producir unas 100.000 toneladas de mineral.

En la mitad meridional, que es la que entra en esta Hoja, sólo existen calicatas superficiales, de longitudes variables, a lo largo de 1 km, con espesores de filón que oscilan entre 0,5 a 3 m. Su máxima explotación está en la mitad septentrional, a través de 3 pozos abiertos con unos intervalos aproximados de 500 m. El situado en la zona central y principal es el pozo María, que llega a una profundidad superior a los 100 m.

Actualmente todas estas labores se encuentran desprovistas de las instalaciones existentes en los tiempos de explotación, su cierre definitivo tuvo lugar en el año 1956.

La sustancia es P (Coord. UTM 285796, 4356545), se trata de un filón de cuarzo hialino, de dirección N40° E, en que aparecen diseminaciones de blenda y galena, con geodas en las que cristalizan carbonatos y fluorita. Se trata pues de filones extrabatolíticos encajados en metasedimentos de la aureola, siguiendo fracturas tensionales por las que circulan fluidos hidrotermales y neumatolíticos.

Al filón Constanza se le atribuye una longitud de 5 km, aunque sólo se ha reconocido en superficie 2,5 km, conteniendo unas reservas de 3,5 M.T. con leyes inferiores al 40% de P_2O_5 . Reconocido en profundidad hasta los 162 m, por referencias bibliográficas, parece que en la parte septentrional encaja en granito en profundidad.

Otros indicios de menor entidad que los precedentes son los relacionados con las concentraciones, a menudo importantes, de minerales pesados, en capas y paquetes del Arenig basal, Cuarcita Americana y Capas Pochico, especialmente las que se detectan en la barra de techo de esta última formación.

La presencia de circón, rutilo e ilmenita como minerales mayoritarios en estos melanocratos, ha sido motivo de investigación en numerosas ocasiones y en diversas localidades dada la extensión cuencal, tanto de la formación como de estas concentraciones. Actualmente es muy escaso su interés económico por la dificultad de extracción y concentración de estos minerales como posibles fuentes de titanio, uranio, thorio, etc.

7.1.2. Minerales no metálicos

Otros indicios que han sido motivo de investigación en grandes extensiones de la ZCI, son los de fosfato sedimentario, relacionados con las series neoproterozoicas (Véndico), techo de Pochico y base de las Capas con Tristání, techo de las Areniscas de los Rasos, niveles de condensación de las Pizarras de Cantera y Tramo basal de la Cuarcita de Doradillo. De todos ellos son los de edad Véndica los de mayor importancia en el contexto regional. En el área de esta Hoja, sólo se han detectado pequeños indicios relacionados con niveles de condensación con bioclastos o nódulos fosfatizados, en los horizontes paleozoicos anteriormente reseñados.

7.1.3. Rocas industriales

En esta Hoja las explotaciones de arenas y gravas son las únicas reseñables en este capítulo. Se trata de dos canteras situadas en las proximidades de Valdecaballeros junto a la comarcal

401 y dedicadas a la extracción temporal de préstamos para la construcción. Para la presa en construcción sobre el río Gargáligas, en el sector centro meridional (Valdepalacios) se han realizado diversas obras temporales para el autoabastecimiento de préstamos.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Valdecaballeros se enmarca en el límite Norte de la comarca de Vegas Altas del Guadiana, donde afloran materiales de distintas edades de comportamiento muy distinto desde el punto de vista hidrogeológico.

La mayor parte de la Hoja está recubierta por materiales terciarios y cuaternarios que ocupan una ancha banda de dirección NE-SO, limitada al Norte por el río Cubilar y al Sur por el río Gargáligas. El Terciario, representado por depósitos detriticos de facies limo-arcillosas (Formación Madrigalejo) de comportamiento prácticamente impermeable, y por el gran abanico aluvial que ocupa una gran área de la zona Norte de la Hoja. El Cuaternario está formado por los diferentes depósitos de rañas, coluviales y aluviales.

Los depósitos aluviales recientes han llegado a constituir un acuífero detritico definido por el MOPTMA como acuífero de «Vegas Altas», aunque en la Hoja está poco desarrollado ya que ocupa la zona de cabecera.

El resto de la Hoja está formada por afloramientos de rocas metamórficas de edad precámbria y paleozoicas, constituyendo el zócalo hercínico. Sus afloramientos más representativos están ubicados en la esquina noroeste de la Hoja a lo largo del río Ruecas y en el sector SE, en las Sierras de Los Pastillos y Sierra de Barbas de Oro.

Por último, está representado el Macizo el Logrosán, cuerpo plutónico de formas elipsoidal de unos 5 km² de superficie que da lugar a la mayor cota de la Hoja (vértice de San Cristóbal).

Las formaciones metamórficas y plutónicas presentan en general, un carácter poco permeable o de baja permeabilidad, a excepción de los niveles de cuarcitas y metacalizas intensamente fracturadas que presentan una permeabilidad secundaria alta.

Descripción de los materiales de la Hoja

Desde el punto de vista hidrogeológico se ha sintetizado la columna estratigráfica del Mapa Geológico a escala 1:50.000 en una serie de unidades de similar comportamiento hidrogeológico, representados en el mapa de síntesis a escala 1:200.000 y cuya correspondencia de términos se refleja en el Cuadro 1.

La descripción de las unidades hidrogeológicas y su permeabilidad se resumen como sigue:

Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas

Unidad	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	21, 22, 23, 24, 25, 26	Cuaternario	Media-baja
2	27, 28	Cuaternario	Media-alta
3	20	Plioceno	Media-baja
4	19, 18	Mioceno-Plioceno	Media-baja
5	No representado		
6	14	Paleógeno	Baja-muy baja
7	4, 5	Paleozoico	Media-baja (fract.)
8	6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15	Paleozoico	Baja-muy baja
9	3	Precámbrico	Baja-muy baja
10	2	R. Plutónica	Baja-muy baja

— *Rocas Plutónicas. Unidad 10*

Representadas por el plutón de Logrosán. Tiene una superficie de 5 km², ubicado en la esquina noroeste de la Hoja. Está compuesto por granito de dos micas e intruye en los metasedimentos precámbrios.

La circulación del agua subterránea se establece básicamente a través de las fracturas y diques que afectan al macizo. Presenta una permeabilidad baja a muy baja.

— *Precámbrico. Unidad 9*

Está representado principalmente por niveles de areniscas (litarenitas y volcanoarenitas), limolitas y lutitas. Se disponen en facies que han sido interpretadas mediante modelos turbidíticos en relación con abanicos submarinos profundos. Presenta una permeabilidad baja a muy baja y son drenados por pequeños manantiales.

— *Paleozoico. Unidades 7 y 8*

Representado principalmente por el Ordovícico, constituyendo la formación de Cuarcita Armoricana que se presenta en potentes niveles, frecuentemente de orden métrico de tonos blanco-grisáceo, por lo general muy recristalizado. El resto de la serie presenta una alternancia de pizarras, cuarzoarenitas, lutitas, etc., en general de carácter poco permeable.

La formación de Cuarcita Armoricana presenta una permeabilidad por fracturación, constituyendo acuíferos de interés local.

— *Terciario. Unidades 3, 4 y 6*

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Precámbrico y Paleozoico, afloran los sedimentos que rellenan la cuenca media del Guadiana, atribuidos al Terciario y Cuaternario.

Las unidades diferenciadas en el Terciario son Formación Madrigalejo, Glacis rojo antiguo y Formación Valdeazores.

La Formación Madrigalejo (Unidad 6), está constituida por un tramo basal de conglomerados de espesor variable (1 a 5 m), con paso gradual en la facies arcilloso-límosa. Fundamentalmente está constituida por arcillas de colores variados, son muy plásticos y suaves al tacto, la fracción limo-arenosa es muy escasa.

Aunque la potencia máxima aflorante no supera los 20 m, se conoce en la Hoja colindante (n.º 754) en un sondeo un espesor de 97 m.

En conjunto presenta una permeabilidad baja a muy baja por el predominio de la facies arcillosa.

La Formación Valdeazores, aparece en discordancia sobre la Formación Madrigalejo, y está representada por dos miembros, el inferior con predominio de los siliciclásticos (Unidad 19) y el superior con predominio de facies de conglomerados (Unidad 20). Responde a un abanico aluvial desarrollado a partir de la topografía inicial de la Formación Madrigalejo.

La Unidad 19 está constituida por limolitas arenosas y fangolitas limo-arenosas de valores amarillentos a ocres, con intercalaciones de conglomerados, y la Unidad 20 está constituida exclusivamente por conglomerados con cantos de cuarcita de aspecto masivo.

Ambas unidades presentan en conjunto una permeabilidad de media a baja.

— Cuaternario. Unidades 1 y 2

Se han diferenciado dos tipos de depósitos cuaternarios desde el punto de vista hidrogeológico, por un lado los depósitos relacionados con una dinámica fluvial (depósitos aluviales recientes) y por otro los depósitos de ladera, pie de monte y glacis.

Los depósitos de glacis, coluviones, terrazas antiguas (Unidad 1) están formados por gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Sus afloramientos más desarrollados están representados en el sector central de la Hoja entre los ríos Cubilar y Gargáligas.

La mayor proporción de limos y arcillas en este tipo de depósitos hace que su *permeabilidad sea considerada como baja a media*. Los espesores alcanzados por estos depósitos son muy variados, desde 2 m hasta 10-15 m.

Los depósitos de llanura de inundación y aluviales de fondo de valle (Unidad 2), corresponden a un depósito de limos arenosos y arcillas con numerosos lentejones de gravas. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor. Como se observa en el plano de síntesis hidrogeológico, el mayor desarrollo de los depósitos aluviales se sitúa a lo largo de los cauces actuales de los ríos Gargáligas y Cubilar, ocupando mayor extensión en el borde Sur de la Hoja.

Los depósitos fluviales presentan una permeabilidad media-alta.

El Cuaternario en todo su conjunto forma un acuífero de carácter libre, definido dentro de la Cuenca del Guadiana por el MOPTMA como Unidad Hidrogeológica de «Vegas Altas» n.º 8, de una superficie de 110 km², aunque el mayor desarrollo se sitúa en las hojas colindantes al Sur.

Inventario de puntos de agua

El inventario de puntos de agua de la Hoja de Valdecaballeros se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica realizada en 1989, y del propio IGME, y que en la actualidad se procede a su revisión.

El total de puntos inventariados asciende a 153, de los que el mayor porcentaje se encuentra en el octante 1 con 69 puntos, situados en su mayoría a lo largo del aluvial del río Ruecas. En el resto de los octantes la distribución de puntos es la siguiente:

- Octante 2 - 8 puntos
- Octante 3 - sin puntos inventariados
- Octante 4 - 29 puntos
- Octante 5 - 5 puntos
- Octante 6 - 6 puntos
- Octante 7 - 10 puntos
- Octante 8 - 26 puntos

Las profundidades de perforación más frecuentes oscilan entre los 3 y 10 metros, aunque existe un grupo de sondeos que sobrepasan los 40 m, como ocurre en el octante 1 con 5 sondeos y en el octante 7 un sondeo alcanza 90 m.

En general, el caudal de los pozos es inferior a 6 l/s, aunque se ha llegado a medir caudales en un grupo de pozos, de 15 a 25 l/s.

Aproximadamente el 60% de los pozos se usan en regadío, el 40% restante el uso es en ganadería, doméstico y abastecimiento.

El volumen de extracción alcanzó en 1989 un caudal anual de 297 Dm³/a para un total de 120 puntos. La superficie de regadio con agua subterránea alcanzada fue de 43 Has.

Aguas minero-medicinal

A 3 km al NO de Valdecaballeros, en el paraje denominado Valdefernando, se conocen desde principios del siglo pasado, dos manantiales con características minero medicinal.

Se trata de dos manantiales de carácter termal ligado a la zona de fractura, de dirección NO-SE, que separa el dominio paleozoico de la Sierra de Barbas de Oro de los sedimentos terciarios.

En 1830, el número de enfermos de la zona era tan elevado que D. Felipe Mongojuán (Gobernador de las Reales Dehesas de los Guadalupes) ordenó abrir un expediente sobre las virtudes curativas de sus aguas.

El Balneario tiene una galería de baños de reciente construcción. Las instalaciones consisten en seis bañeras, servicios y duchas en un edificio de una sola planta.

Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico

Las principales unidades hidrogeológicas que se han diferenciado en la Hoja de Valdecaballeros, vienen definidas por una serie de características litológicas bien distintas unas de otras.

Ya el IGME (1989), define dentro de la Cuenca del Guadiana, un sistema acuífero a nivel regional, denominado Sistema Acuífero n.º 21 «Terciario Detritico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz» y el MOPTMA (1990) Unidad Hidrogeológica n.º 8 «Vegas Altas».

En esquema se compone de una delgada lámina cuaternaria de media-alta permeabilidad, discordante sobre una formación terciaria detritico/arcillosa, con frecuentes cambios laterales de facies, alcanzando en su conjunto dentro de esta Hoja espesores que no sobrepasan los 100 m.

A su vez, este sistema de cobertura se apoya sobre un zócalo metamórfico formado por rocas paleozoicas y precámbricas con una permeabilidad muy baja, resaltando las cuarcitas que debido al grado de fracturación permiten una circulación mayor de agua originando acuíferos de interés local.

El flujo principal de agua subterránea en el acuífero de cobertura se produce principalmente a través de las formaciones aluviales y coluviales de direcciones preferentes N-S y NE-SO, bien en niveles más profundos, areniscas del Terciario, o bien relacionados con fracturas y planos estructurales locales o regional del zócalo (manantiales del Balneario de Valdecaballeros).

La recarga de esta unidad se produce por infiltración directa de la lluvia, por recarga a partir de la red hidrológica y por percolación de los excedentes de riego. Las salidas se producen por descarga subterránea a otras unidades, por las extracciones de agua subterránea y por evapotranspiración dada la poca profundidad del nivel freático.

Las extracciones de agua subterránea son muy pequeñas, como se vio, esta cifra es del orden de los 300 Dm³/año, generalmente en pozos de profundidad variable que penetran varios metros en la formación acuífera.

El agua presenta, en general, una facies de tipo bicarbonatada cálcica con aumento notable de la mineralización, sobre todo en nitrato, nitritos y amoníaco, debido al uso continuado de fertilizantes nitrogenados y vertido de explotaciones ganaderas intensivas.

7.2.2. Climatología

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical templado, según la clasificación climática de Papadakis.

La precipitación media anual estimada para el período 1940-85 es próxima a los 475-500 mm/año, ésta se reparte en 82 días de lluvia concentrados en los meses de octubre a mayo principalmente, y con ausencia casi total de lluvias en verano.

La temperatura media de la zona es del orden de 17 °C. Julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 40 °C, mientras que diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a 2 °C. La duración media del período libre de heladas mínimo es de unos seis meses.

La evapotranspiración potencial es muy elevada, su valor medio se estima en unos 900-950 mm/año.

7.2.3. Hidrología

La Hoja de Valdecaballeros comprende terrenos vertientes al río Ruecas y a sus afluentes el Gargáligas y Cubilar. El río Ruecas es a su vez afluente del Guadiana por la margen derecha. En la esquina SE de la Hoja aparecen varias ramificaciones del embalse de García de Sola, siendo uno de los principales embalses realizados sobre el curso del Guadiana.

El río Ruecas nace en la Sierra de Guadalupe y desciende sin recoger afluentes importantes hasta la confluencia con el Pizarroso. Tiene una superficie total de 1.864 km² y una longitud de 90 km. La cuenca del río Gargáligas tiene una superficie de 793 km² y una longitud de 71 km. Su principal afluente por la margen derecha es el río Cubilar.

La casi totalidad de las cabeceras de estos cursos está cubierta por materiales paleozoicos de carácter impermeable, pizarras, etc., mientras que los cursos bajos y medios atraviesan materiales terciarios y cuaternarios.

La aportación media de la cuenca del Ruecas se estima en unos 290 Hm³/año, con una precipitación de 640 mm.

El embalse de García de Sola está ubicado dentro de las formaciones de materiales paleozoicos. Tiene una capacidad total de 555 Hm³ y capacidad útil de 333 Hm³. La superficie del embalse es de 3.550 Has.

Según el Plan Hidrológico del Guadiana, se definen varios sistemas hidráulicos básicos, entre los que se destaca por su influencia dentro de la Hoja, el Plan Badajoz, compuesto por las siguientes obras:

- Presas de Cijara, García de Sola, Orellana y Zújar
- Canal de Orellana
- Centrales hidroeléctricas

- Redes de riego de la zona regable de Orellana
- Red de abastecimiento a Vegas Altas

La Cuenca del Guadiana es una de las cuencas hidrográficas que cuenta con mayor número de lagos y humedales. En la provincia de Badajoz, en casi su totalidad, es la región que presenta mayor número, aunque por su extensión e importancia ecológica, no alcanzan el nivel de las enclavadas en Castilla-La Mancha. En el ámbito de la Hoja destaca la laguna de El Valle, Hoya del Corral, Encinas Altas y Laguna de los Lobos.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los diferentes materiales que aparecen en la Hoja, han quedado cartografiados en el mapa geológico y su comportamiento geotécnico responde a las características particulares de cada uno de ellos.

Seguidamente se exponen las distintas Áreas y Zonas en que se han dividido los diferentes tramos cartográficos.

El criterio seguido para la determinación de las distintas áreas ha sido la separación inicial de las rocas en dos grupos. El primero esta constituido por las rocas plutónicas y filonianas y el segundo por las metasedimentarias y sedimentarias. A su vez, a este segundo grupo se le dividió en función de la edad de los materiales.

Para la separación de grupos se ha atendido fundamentalmente al factor litológico. Dentro de cada uno de ellos se tratará de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga etc. que será valida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen en la Hoja.

Dentro de la Hoja de Valdecaballeros, se han distinguido cinco áreas y ocho zonas que corresponden a los siguientes tramos cartografiados en el mapa geológico.

ÁREA I

Zona I₁: Tramos 1 y 2

ÁREA II

Zona II₁: Tramo 3

ÁREA III

Zona III₁: Tramos 4, 6, 8, 11, 13 y 15

Zona III₂: Tramos 7, 10 y base del 13

Zona III₃: Tramos 5, 8, 9, 12 y 14

ÁREA IV

Zona IV₁: Tramos 16, 17, 18 y 19

ÁREA V

Zona V₁: Tramos 24, 27, 28 y 29

Zona V₂: Tramos 20, 21, 22, 23, 25 y 26

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

A continuación se describen la división de áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos de cada una de ellas.

7.3.1.1. Área I

En esta área aparece sólo una zona bien individualizada que corresponde a las rocas filonianas.

ZONA I: (Tramos cartográficos 1 y 2)

En esta zona quedan incluidas las rocas plutónicas y filonianas. Su representación cartográfica es escasa y corresponden a granitos porfídicos y cuarzo, intruidas en los metasedimentos precámbricos y paleozoicos.

Son materiales impermeables que podrían tener una posible permeabilidad por fracturación-diasclasamiento siempre que éstas no se encuentren selladas por materiales arcillosos.

Estos materiales requieren voladura en roca sana y en las alteradas se podrá ripar con ayuda de martillo rompedor.

La capacidad de carga es alta en la roca sana disminuyendo en función del grado de alteración.

7.3.1.2. Área II

Sólo una zona se encuentra separada en este área, en la que están incluidos los metasedimentos del Precámbrico Superior.

ZONA II: (Tramo cartográfico 3)

En esta zona, quedan incluidos los metasedimentos más antiguos de la Hoja, que corresponden a pizarras, grauvacas (litarenitas y volcanoarenitas) y conglomerados del Precámbrico Superior.

Su comportamiento hidrogeológico es el de formaciones impermeables, en las que solo existe escorrentía superficial o permeabilidad asociada a la fracturación.

Esta Zona no presenta problemas de carga. Las características de los materiales permiten para obras viarias y vaciados, taludes próximos a la verticalidad siempre que el buzamiento sea favorable.

7.3.1.3. Área III

En esta área se han separado tres zonas, bien diferenciadas en función de su litología, pertenecientes al Paleozoico.

ZONA III₁: (Tramos cartográficos 4, 6, 8, 11, 13 y 15)

Los materiales que componen esta zona corresponden a conglomerados, areniscas cuarcíticas, areniscas, lutitas y pizarras, que afloran en los relieves existentes en la Hoja.

El conjunto se encuentra con una morfología abrupta, de pendientes acusadas. La disagregación de los materiales se ve favorecida por el carácter tableado de los componentes.

La excavabilidad de los materiales es media, por lo que se necesitará utilizar martillo rompedor y en algunos paquetes areniscosos y conglomeráticos de más de 1 m será necesario el uso de explosivos.

La capacidad de carga es buena y no presentará problemas de asientos. En taludes desfavorables se tendrá en cuenta el posible deslizamiento siguiendo planos de estratificación.

ZONA III₂: (Tramos cartográficos 7, 10 y base del 13)

Corresponden a esta zona, tres tramos cartográficos de naturaleza pizarrosa que están presentes dentro de toda la serie paleozoica establecida en la Hoja.

Se trata de un conjunto formado esencialmente por pizarras grises y/o negras, ampelíticas, bien estratificadas en capas centimétricas a decamétricas, que intercalan según los tramos, cuarcitas o areniscas en capas muy finas.

El comportamiento hidrogeológico es el de materiales impermeables sobre los que se genera una escorrentía superficial. Localmente, es posible realizar captaciones de agua en zonas de fractura.

En conjunto, todos los materiales de este grupo tienen una resistencia a la excavabilidad de media a alta, por lo que será necesario el uso de martillo picador y en algunos casos (Tramo 10 en sus niveles superiores), incluso será necesario utilizar explosivos.

Dadas las características de estos materiales, no se presentarán problemas de carga.

ZONA III₃: (Tramos cartográficos 5, 8, 9, 12 y 14)

Los materiales de este tramo son cuarcitas blancas y areniscas cuarcíticas que dan lugar a los relieves más altos de la Hoja.

La morfología abrupta con pendientes acusadas, unida a la elevada fracturación y extensas zonas coluviales adosadas, hacen que esta zona tenga unas características geomorfológicas desfavorables.

El conjunto es impermeable, pero favorecido por el diaclasamiento y la fracturación se desarrolla una permeabilidad asociada, con existencia de fuentes que funcionan en régimen intermitente.

Para su excavación será necesario utilizar explosivos.

No se presentarán problemas de carga pero es posible que se produzcan desprendimientos de bloques.

7.3.1.4. Área IV

En esta área queda reflejada una única zona bien representativa que pertenece al Terciario.

ZONA IV₁: (Tramos cartográficos 16, 17, 18 y 19)

Corresponde a una zona de conglomerados, arcillas, limolitas y arenas que presentan una morfología horizontalizada con ligeras inclinaciones hacia el Sur.

Es una formación impermeable a permeable, en función del contenido en arcillas, que permite acuíferos aislados de escasa entidad.

Son materiales ripables con buena capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

7.3.1.5. Área V

Dentro de esta área se han diferenciado dos zonas en función de la génesis de sus materiales y su posición espacial. Los únicos grupos litológicos de este orden son los sedimentos Pliocénicos y Cuaternarios existentes en esta Hoja.

ZONA V₁: (Tramos cartográficos 24, 27, 28 y 29)

Dentro de estos se incluyen las gravas, arenas y arcillas que dan lugar a las barras, fondos de valle y terrazas existentes.

En general son sedimentos permeables y su drenaje se efectúa por infiltración.

Como características mecánicas más significativas mencionar que se trata de sedimentos fáciles de excavar y que su capacidad de carga es media, pudiendo presentando problemas de asientos diferenciales.

En las excavaciones y zanjas a realizar en los fondos de valle y barras, es posible la presencia del nivel freático alto.

ZONA V₂: (Tramos cartográficos 20, 21, 22, 23, 25 y 26)

En esta zona se incluyen los conglomerados con cantos de cuarcitas y pizarras, arenas y arcillas correspondientes a los glaciares (incluiría a la Raña pliocena), conos de deyección y coluviones, que aparecen adosados a los mayores relieves de la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, es posible que den lugar a deslizamientos en los puntos de mayor pendiente.

El conjunto es permeable-semipermeable y el drenaje se efectuará por infiltración y escorrentía, respectivamente.

La excavabilidad es buena y la capacidad de carga baja. El carácter errático de estos materiales puede provocar asientos diferenciales en las obras que se efectúen sobre ellos.

7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja de Valdecaballeros (732) se han inventariado y catalogado tres Puntos de Interés Geológico.

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Facies de «Pelitas con fragmentos» (Ordovícico Terminal).
- Tectofacies de la Formación Madrigalejo (Paleógeno-Mioceno Inferior).
- Contacto de la Formación Madrigalejo y la Formación Valdeazores (Mioceno Inferior).

7.4.1. Descripción de los puntos de interés

Punto 1. Facies de «Pelitas con fragmentos» y «Areniscas de los Majuelos» (Ordovícico Terminal)

Se trata de una facies constituida por fangolitas gris oscuro a negras, de aspecto masivo, en las cuales se tienen granos y cantos dispersos angulosos a subredondeados de cuarcita.

Los sedimentos de esta edad y cuyas características litológicas son similares, afloran en las series paleozoicas desde Centro Europa a Argelia. Han sido interpretados como «ice-drop paratillitas» relacionados con el inlandsis del Ordovícico Superior, ocurrido en el escudo afri-

cano; y/o como mud-flow gravitaciones causados por la inestabilidad tectónica del evento extensional que afectó fundamentalmente a los sectores meridionales de la zona surcentroibérica a finales del Ordovícico. Son un tramo litológico que se utiliza como horizonte de correlación a escala regional.

Punto 2. Tectofacies de la Formación Madrigalejo (Paleógeno-Mioceno Inferior)

En el borde NO de la Cuenca del Guadiana, los sedimentos que sectorialmente se apoyan en discordancia sobre los materiales del Precámbrico, son conglomerados granosportados cuyo espectro litológico muestra una composición monomictica de cantos redondeados de grauva-ca y pizarra.

Esta facies de conglomerados se encuentra confinada en subcubetas delimitadas por fracturas NNE (borde de cuenca) y un sistema de dirección NNO. Lateralmente pasan a facies de conglomerados polimicticos matriz soportados y con cantos de cuarzo, cuarcita como compo-nente principal.

Sólo se ha observado imbricación de cantos que apuntan una dirección y sentido de aportes de NO a SE.

Estos conglomerados se asocian a abanicos aluviales con transporte en masa de alta densidad y alta tasa de sedimentación (malezas o tectofacies de borde activo).

Punto 3. Contacto de la Formación Madrigalejo y la Formación Valdeazores (Mioceno Inferior)

Se observa que la Formación Valdeazores con canales de grava cuarcíticas («Serie Ocre»), fosi-liza un paleorelief tapizado por sedimentos rojos (serie roja) que se apoyan sobre las lutitas gris verdosas, con pisolitos ferromanganesíferos de la Formación Madrigalejo. Puede obser-varse la carbonatación a lo largo de diaclasas subverticales con dirección N-S que se da en la base de la Formación Valdeazores (Mioceno Inferior).

Se trata de un punto singular en la cuenca media del Guadiana, en el que se preservan los depósitos de la etapa roja del Mioceno Inferior, con los que finaliza el ciclo del Terciario Inferior, enterrados por los siliciclásticos de grano grueso de procedencia Norte (Abanico de las Villuercas) de la Formación Valdeazores.

8. BIBLIOGRAFÍA

ADARO, S. A. y MAYASA (1991). Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del Complejo Esquisto Grauváquico. Informe Interno ITGE.

AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tec-tónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. Neógeno-Cuaternario 5, Misce-lanea Neógena*, pp. 7-29.

- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). I Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica. T. I, Sec. 1, Geolog.: 3-14.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALÁN, J. R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 6, pp. 29-48.
- ÁLVAREZ-NAVA, H. y ROBLES-CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. II, 99-102.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL-TOJA, A.; HERNÁNDEZ-URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 19-22, 1 fig., Granada.
- AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987).- Memoria explicativa de la Hoja 809, Tirteafuera. *Mapa Geológico de España*, escala 1:50.000, 2.^a serie, plan MAGNA. IGME, 56 pp.
- ARBEY, F. y TAMAIN, G. (1971). Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C.R. Ac.Sc. Paris (Ser.D)*, 272, pp. 1721-1723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalcudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 227, pp. 1291-1294.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phylogenetic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34, 1: 109-147.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (en prensa).- Intérêt paléogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Llandeilo inférieur d'Espagne. *Paläont. Z.*
- BARD, J. P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaine hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn. 2.^a Ser.*, 7 (4), pp. 323-337.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236, pp. 315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, T. 11, pp. 35-54.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971). *Les Grés du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Publ. Inst. Fr. Petrole. 18, 464 pp., 357 figs., 1 mapa, Ed. Tchrip. Paris.

- BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981). *40 Ar-30 Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphisme and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh. pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H. G. (1956). *Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Dis. Math. Natur. Fak. Münster, pp. 1-195.
- Bouyx, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.
- (1963). Extension des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real. Espagne Meridionale. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones IGME* 99-100, pp. 177-180.
- (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D, pp. 321-323.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.* vol. 35, pp. 379-383.
- BRASIER, M. D. y SINGH, P. (1987). Microfossils and Precambrian-Cambrian boundary stratigraphy at Maldeota. Lesser Himalaya. *Geol. Mag.* 124 (4), 323-345.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En KNIGHT, R. J. y MCLEAN, J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geolog., Memoir 11: 241-255.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M.; YOUNG, T. P. y STORCH, P. (1991). Hirnantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En BARNES, C. R. y WILLIAMS, S. H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology*. Geol. Surv. Canada, Pap. 90-9: 325-336.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988). Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 59-62.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.ª J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.* 33 (4), pp. 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Los materiales preordovícos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27 pp. 171-175.

- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992). A proposal for the seismotectonic zonation of the Hesperian Massif. XXIII General Assambly of the European Seismological Comission. Volumen II, pp. 270-273. Czechoslovakia.
- CASTRO, A. (1984). *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. pp. 202. Inédito.
- CORREIRA, J. M. (1994). Litoestratigrafia e tectonica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto Grauvaquico) (C.X.G.) entre o rio Pônsul o rio Erges. Beira Baixa (Portugal). *Bol. Geol. Min.* Vol. 105-6, pp. 521-530.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés intestratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- CRIMES, T. P. (1987). Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124, 2: 97-119.
- DALLMEYER, R. D. y PIEREN, A. (1987). Evidence of Late Proterozoic Tectonometamorphic Events in SW Iberia: Significance and Paleogeographic Implications. Mauritanian IGCP-233 meeting. Nowakchott: 73-76.
- DÍEZ BALDA, M.ª A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbrios al Sur de Salamanca. *Studia Geologia* 12, pp. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.
- (1986). *El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ed. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Structure, Autochthonous Sequences of Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188. Springer Verlag, Berlín.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol.* España. Madrid,
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA)*. Memoria de la Hoja 783. Abenajar. IGME.

- FERNÁNDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.^a serie MAGNA* Memoria de la Hoja n.^o 782 (Valdemanco de Esteras). IGME.
- FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972), pp. 175-183.
- FORTHEY, R. A. (1984). Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En BRUTON, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295: 37-50.
- FORTUIN, A. R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albaracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 48: 245-261.
- GABALDÓN, V. y HERNÁNDEZ-URROZ, J. (1989). Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario. XII Congr. Español de Sedim., Simposios y Conferencias, 283-297.
- GABALDÓN, V.; HERNÁNDEZ, J.; LORENZO, S.; PICART, J.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1987). Sedimentary facies and stratigraphy of Precambrian-Cambrian phosphorites on the Valdelacasa anticline. Central Iberian Zone, Spain. *Phosphate deposits of the World*, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I. *Bol. IGME*, Vol. 101-5, pp. 701-760.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-401.
- GARCÍA HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A. de; PEREJON, A.; PIREN, A. P. y HERRANZ, P. (1986). Geotraverse South (B-1). Excursion Program: Day 1. Project 233 (Excursion Guidebook). Int. Conf. Iberian Terranes & Their Reg. Correl. IUGS-UNESCO-IGCP (Oviedo): 43-55.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1993).- Pistas fósiles en la «Serie de Carrascalejo». Implicaciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 36-37.
- (1993). Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenojar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *GEOGACETA*, 14, pp. 57-59.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroriental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.^o 808, Almadén. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.^a serie, plan MAGNA*. IGME, 60 pp.

- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VÁZQUEZ, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.^a serie MAGNA. Memoria de la Hoja n.^o 781 (Siruela). IGME.
- GARZÓN-HEYDT, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo Universitat Berlin. *Helf.*, 29, pp. 68-69.
- GIL CID, M. D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.*, 26, pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 317-226.
- (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 143-153.
- (1988). Proplina yochelsoni n.sp. Primer monoplacophora del Cámbrico inferior español. *Bol. Geol. Min.*, 92, 3: 196-202.
- GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; ROMARÍZ, C. y VEGAS, R. (1976). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M. D. y JAGO, J. B. (1989). New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios geol.*, 45: 91-99.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. I. Congr. Esp. Geol. Segovia. Tomo I, pp. 27-47.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J. y GUTIÉRREZ, A. (1984). Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España). I Congreso Español de Geología T. II, pp. 479-489.
- GUIJARRO, J.; MORENO, R. y GUTIÉRREZ, A. (1986). Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán. *Bol. Geol. Mim.* T. XCVII-VI, pp. 757-771.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 177-180.

- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 Vols. 701, 701 págs. (Inéd.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983). Estudio de los Monoplacoforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central). *Estudios Geol.*, 39: 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MELÉNDEZ, B. (1987). Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoa) en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica. *COL-PA*, 41: 41-50.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RÁBANO, I. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 5: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y PINEDA VELASCO, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada, I: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. de y PIEREN, A.P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 160-171.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A. B. (1984b). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stellerioidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios Geol.*, 40: 421-453.
- HABERFELNER, E. (1931). Eine Revision der Graptoliten der Sierra Morena (Spanien). *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 43, 2: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, I: 138-148.
- HAMMANN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1/5: 1-151.
- (1976). Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 1: 35-85.
- (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542: 1-117.

- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Intern. Un. Geol. Sci.* 11, pp. 1-47.
- HAMMANN, W. y SCHMINKE, S. (1986). Depositional environment and systematics of a new ophiuroid. *Taeniaster ibericus* n.sp., from the Middle Ordovician of Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 173, I:47-74.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Salaírica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- HERRANZ, P. (1984). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 1.220 págs. (Inéd.).
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estudios geol.*, 33, 4: 327-342.
- IGME (1971-1972). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y CONDE, L. S. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000*. IGME.
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herceíana. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. B.R.G.M. n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sedimentaires post-Hercyniens*, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18, pp. 57-61.
- (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 477-490.

- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich du westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Münster in Referaten Meft*, 134, pp. 30-31.
- KREISA, R. D. (1981). Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, n.º 3, pp. 823-848.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, F. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquisto-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). *Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- (1993). La estructura del Anticlinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, nº 3, 3-4 (en prensa).
- (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España* 7 (1-2), 31-45.
- LONG, D. G. F. (1991). A non-glacial origin for the Ordovician (Middle Caradocian) Cosquer Formation. Veryac'h. Crozon Peninsula. Britany, France. *Geol. J.*, 26: 279-293.
- LORENZO RUEDA, M. (1977). *Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Peña y Embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.), 99 págs. 1 map. Madrid.
- LORENZO, S. y SOLE, J. (1988). La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones, vol. I, 115-118.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- (1956a). Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380.
- (1956b). Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.
- (1958). Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Münster. Geologie*, 7, 3-6: 727-750.
- (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. math. naturw.*, 6: 285-498.

- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961). Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 51-72.
- (1962). Sur l'existence d'une tectonique archéene au centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 8: 245-247.
- (1963a). Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 152-153.
- (1963b). Sur la présence d'une discordance prácambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 250-251.
- (1965). Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambríenne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 7: 220-221.
- LLOPIS, N.; SAN JOSÉ, M. A. de y HERRANZ, P. (1970). Nota sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, 81, 6: 586-592.
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-173.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
- MIALL, A. D. (1977a). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, pp. 1-62.
- (1978). Fluvial sedimentology: an historical review. *Con. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 1-48.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphic. Applications to hidrocarbon exploration* (C. E. Payton, Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFEEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLTERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salmant.* n.º 20, pp. 115-126.

- MONTESERÍN, V. (1981). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.
- (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.
- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 653 (Valdeverdeja). IGME.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.
- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.
- (1977). *Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geológica* 12, pp. 123-136.
- MORENO, F. y GÓMEZ PÉREZ, J. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). IGME.
- MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1), pp. 8-16.
- MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C: *Mathematical and Physical sciences*. Vol. 148; pp. 65-93.
- MUTTI, E.; NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag New York. Inc.
- NOZAL, F. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA*. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). IGME.
- (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.

- NOZAL, F. e INSÚA, M. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo)*. IGME.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol. Geo. Min.*, 99 (4). 473-489, 8 fig. 1 map. Madrid.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 139-143.
- NOZAL, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA, J. (1988). Sobre la discordancia intraprecámbrica entre los grupos Domo Extremeno e Ibor, en el sector central del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 135-138.
- NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1989). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja n.º 709 (Anchuras)*. ITGE.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. *B.G.M.E.*, LXXXI, II, III, 271-198.
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; ÁLVARO, M.; PIEREN, A.; AGUILAR, M. J.; DABRIO, C.; NOZAL, F. (1989). Memoria explicativa de la Hoja 756 (Herrera del Duque). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª Serie)*. ITGE. 92 págs.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986). La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astur.*, n.º 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, pp. 85-89.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 783, Abenójar. *Mapa Geológico de España*, esc. 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA. IGME. 42 pp.
- PALACIOS, T. (1983). Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olistostroma del Membrillar (Proterozoico Superior del Centro de España). *Rev. Esp. de Microp.* XV (3), 511-517.
- PALACIOS, T. (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALEROS, F. J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla. *Stvd. Geol. Salmant.*, t. 23, pp. 265-297.
- (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca, 827 pp.

- (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Inst. Geol. y Min.* vol. 104-3, pp. 227-242.
- PARDO, H. V. y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (sector Central de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones, vol. II, pp. 165-168.
- PARDO, M. V. y SANTAMARÍA, J. (1992). El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. III Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas, t. I, pp. 175-179.
- PARDO, M. V. y GARCÍA-ALCARDE, J. L. (1994). El Devónico de la Zona Centroibérica. X Jornadas de Paleontología. Madrid, pp. 153-156.
- PARGA, J. R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero* 82, 3-4, pp. 234-238.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hespéric Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.* 61, 1, pp. 44-68.
- (1974). El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp. 329-345.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J. C.; MASSA, D. y OULESBSIR, L. (1995).- Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. En COOPER, J. D.; DROSER, M. L. y FINNEY, S. C. (Eds.): *Ordovician Odyssey. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 171-176.
- PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). Nouvelles données sur la discordance intra-précambrienne dans le vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique méridional, España). (Abstract) 11 ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), p. 145, Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Géol. France édit. París.
- PELÁEZ, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ, P.; PIEREN, A. P.; VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1989). Upper Proterozoic in central Spain. 28th Int. Geol. Congr. Washington, 2: 590-591.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983). Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España. *Bol. Geol. Min.*, 114, 3: 187-207.
- PEREJÓN, A. (1981). *Problemática paleontológica del límite Precámbrico-Cámbrico en España*. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. Madrid, Tomo especial Curso Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 95-109.
- (1984). Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.

- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo): Fauna de Arqueociatos. *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 3: 33-46.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.
- PICART, J. (1988). Facies e interpretación de los yacimientos fosfatados del Cámbrico inferior de Fontanarejo. Zona Centro-Ibérica (Ciudad Real). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 157-160.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1989). *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovicicos del anticlinal de Agudo-Valdemarco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.). 221 p. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAUJO, P. (1988). Presencia y caracterización del «Alcudiense Superior» (Vendianense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz). Temas Geol. Min. Simposios, 9, 91-100, 2 fig., 1 map., Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; PINEDA VELASCO, A.; HERRANZ ARAUJO, P. (1987). Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2, 26-29.
- PIEREN PIDAL, A. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990). Datos bioestratigráficos de los materiales silúricos del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz). *Geogaceta*, 8: 58-61.
- PIEREN, A. P.; HERRANZ, P. y GARCÍA SIL, S. (1991). Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 179-191.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98, 6: 780-793.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. II Congreso Geol. España, Granada, I: 161-164.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. (1988). Eustatic control on clastic deposition. En J. C. WAGONER (ed.) *Sea-level exchange- an integrated approach*. Society Economic Paleontologists Special Publication.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Hildeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.

- QUESADA, C. (1990a). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic tercane in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- RÁBANO, I. (1984). Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: Una visión bioestratigráfica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 267-287.
- (1990). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publ. Espec. Bol. Geol. Min.* 1-233.
- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. del IGME* vol. 40, pp. 53-87.
- (1965). El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres). *Estudios Geol.* vol. 11, pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.
- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARÍS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En HAMBERG, M. J. y HARRLAND, W. B. (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press: 585-589.
- ROBARDET, M. y DORE, F. (1988). The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeogra., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). II Cong. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42: 83-106.
- ROIZ, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univer. Complutense Madrid, pp. 1-254.
- ROIZ, J. M. y VEGAS, R. (1980). Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal del Títeafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Stvdia Geol. Salm.*, 16, 27-36.

- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series Ordovícicas y Preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-I, 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1981). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, 154 pp. (inédito).
- (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, 91-100.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SANTAMARÍA, J. (1988). Facies y asociaciones de facies de los fosforitas de Robledo del Mazo (Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 205-208.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLE, F. J. (1987a,b). Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre. Mem.* n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, Jh.* 1974, 1-2, pp. 72-124.
- SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 7-8: 217-408 (499-690).
- (1971a). Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I Congr. Hispano-Luso-American Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 753-768.
- (1971b). La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I Congr. Hispano-Luso-American Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 769-782.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.

- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- (1975). El Alcudiense y la orogénesis Cadomense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat. 1, pp. 437-464.
- TEJERO, R. (1976). *Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano* (Cáceres). Tesina de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 246-265.
- VAIL, P. R. (1987). Seismyc stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of Seismic stratigraphy*. (A. W. Bally, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 1-10.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 85-89.
- (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.
- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2); pp. 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rund*, v. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series «pre-arenig» de España Central. *Studia Geologica*, 12, pp. 207-215.
- VEGAS, R. y ROIZ, J. M. (1979). La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecnitetræ*, 23, pp. 1-5.
- VIDAL, M. y LOZAC'H, Y. (1976). *Etude Géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia*. Trav. Lab. Géol. Struct. Appli., 91-Orsay. 160 págs., 99 figs., 3 láms., 1 map. París.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2), 169-179.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GAMEZ-VINTANED, J. A.; DIEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.

- VILAS, L.; PELÁEZ, J. R. y ARCHE, A. (1979). El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 141-152.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y PELÁEZ, J. R. (1981). *El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico*. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 76-93.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ, P. (1987). Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona central meridional del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 2, 43-45, 1 fig. Madrid.
- VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Stratigraphy. Introduction. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA (eds.) *Pre Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 145-146.
- WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment., 11 th int. Congr. Sechment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.
- WALKER, R. G. et al. (1984b). Shelf and shallow marine sands. En: *Facies Models*. 2nd ed. /Ed by R. G. Walker), pp. 141-170. Geoscience Canadá. Reprint Series 1. Geological Association of Canadá.
- WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42, pp. 1-55.
- (ed.) (1982). Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 56: 1-130.
- ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En COMBA, J. A. *Libro Jubilar J. M. Ríos «Geología de España»*. Inst. Geol. Min. España, 1: 117-191.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R. y MORENO, F. (1976). El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sección cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (centro de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 4: 56-64.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-552-6



9 788478 405527