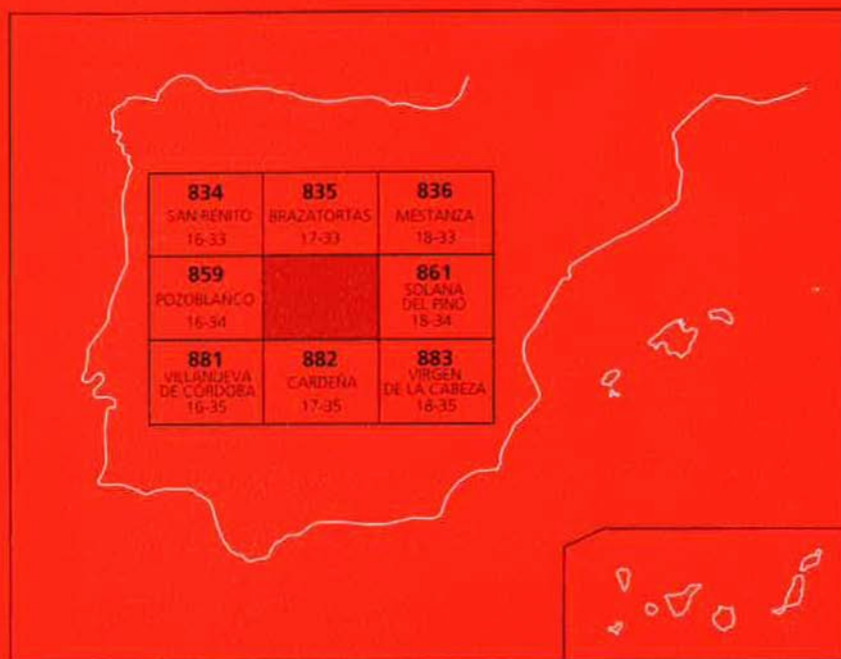




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



FUENCALIENTE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

FUENCALIENTE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-744-6
Depósito legal: M-7048-2008

Fotocomposición: Les Trappistes, S. L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja (Fuencaliente - 860) ha sido realizada por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, durante los años 1.989-90, han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

- M. Insúa Márquez (ADARO). Cartografía y memoria.
- F. Palero Fernández (UNIVERSIDAD DE SALAMANCA). Cartografía.
- M. Delgado Quesada (INGEMISA). Cartografía.
- J. Fernández Ruíz (C.G.S.). Cartografía, petrología.
- R. Sánchez Carretero (INGEMISA). Petrología.
- E. Liñán Guijarro (UNIVERSIDAD DE OVIEDO). Paleontología.
- G. García Alcalde (UNIVERSIDAD DE OVIEDO). Paleontología.
- E. Villas (UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA). Paleontología.
- T. Palacios Medrán (UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA). Paleontología.
- F. J. Soria Rodríguez (INGEMISA). Geomorfología.
- A. Carvajal Menéndez (ENADIMSA). Neotectónica.
- J. Gracia Prieto (ENADIMSA). Neotectónica.
- J. Olivares Talens (C.G.S.). Hidrogeología.
- R. Cantos (C.G.S.). Hidrogeología.

Responsable de Proyecto

- M. Insúa Márquez (ADARO)

Dirección y supervisión

- V. Gabaldón López (IGME)
- J. Fernández-Gianotti (IGME)
- J. C. Rubio (IGME). Hidrogeología
- L. Baeza Rojano (IGME). Recursos minerales.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	8
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. CICLO PRECÁMBRICO	10
2.1.1. Grauvacas y pizarras (10). Infra-Vendiense superior	10
2.2. CICLO PALEOZOICO (Ordovícico inf.-Devónico inf.)	12
2.2.1. Conglomerados oligomícticos, cuarcitas y areniscas (11). (Formación Base) Tremadociense	12
2.2.2. Cuarcitas (12) (Cuarcita Armoricana) Arenigiense	14
2.2.3. Areniscas, cuarcitas tableadas y pizarras negras (13), con interclaciones de rocas piroclásticas (14) Arenigiense-Llanvirniense	15
2.2.4. Pizarras negras arenosas y areniscas (15). Llanvirniense-LLandeiloense inferior	16
2.2.5. Areniscas, cuarcitas y pizarras arenosas (16). Llandeiloense medio-superior	17
2.2.6. Areniscas y pizarras arenosas (17). Caradociense inferior-Ashgiliense inferior. Con intercalaciones calizas y calcareníticas (18). Ashgiliense inferior	20
2.2.7. Pizarras negras y areniscas (19). Ashgilliense sup-LLandoveriense inf.	21
2.2.8. Cuarcitas tableadas (20). (Cuarcitas del Criadero). Llandoveriense inferior	22
2.2.9. Pizarras negras y areniscas (21). Llandoveriense-Gediniense	22
2.2.10. Pizarras arenosas y pizarras sericíticas (22) con intercalaciones cuarcíticas (23) Siegeniense-Emsiense	23
2.3. CICLO CARBONÍFERO	24
2.3.1. Pizarras negras y areniscas grauváquicas (24) con intercalaciones de conglomerados polimícticos (25). Viseense-Namuriense	24

2.4. Terciario - Cuaternario	26
2.4.1. Arcillas, arenas y gravas (26) (Rañas) Plioceno-Pleistoceno inf.	26
2.4.2. Canchales y pedrizas (derrubios de ladera) (27). Pleistoceno	27
2.4.3. Derrubios recientes (deslizamientos) (28). Holoceno	27
2.4.4. Arenas y gravas (depósitos aluviales) (29). Holoceno.....	27
2.4.5. Conos de deyección (30). Holoceno	28
3. TECTÓNICA	29
3.1. TECTÓNICA INFRA-ORDOVÍCICA.....	29
3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	30
3.2.1. Primera fase hercínica	30
3.2.2. Segunda fase hercínica	32
3.2.3. Otros movimientos hercínicos y tardihercínicos.....	33
3.3. NEOTECTÓNICA.....	34
4. PETROLOGÍA	36
4.1. ROCAS ÍGNEAS	36
4.1.1. Granodiorita de Los Pedroches.....	36
4.1.1.1. Grupo granodiorítico (1).....	36
4.1.1.2. Diques granodioríticos (2).....	40
4.1.1.3. Enclaves	40
4.1.2. Granitos porfídicos de Cardeña y Mogábar (3)	41
4.1.2.1. Granito biotítico-cordierítico porfídico (3).....	41
4.1.2.2. Enclaves	43
4.1.3. Complejo de diques (4,5,6,7,8 y 9)	43
4.1.3.1. Aplitas y pegmatitas (4)	43
4.1.3.2. Diques micrograníticos (5)	43
4.1.3.3. Diabasas (6).....	43
4.1.3.4. Pórfidos riolíticos y adamellíticos (7).....	44
4.1.3.5. Diques microdioríticos (8)	44
4.1.3.6. Filones de cuarzo (9).....	45
4.1.4. . Edad de las intrusiones	45

4.1.5. Consideraciones geoquímicas.....	45
4.2. METAMORFISMO	46
4.2.1. Metamorfismo Regional.....	46
4.2.2. Metamorfismo de contacto.....	46
5. GEOMORFOLOGÍA.....	49
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	49
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	50
5.2.1. Estudio Morfoestructural.....	50
5.2.2. Estudio del Modelado	53
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	56
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	58
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	60
6. HISTORIA GEOLÓGICA	62
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	64
7.1. RECURSOS MINERALES.....	64
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	64
7.1.2. Rocas industriales.....	65
7.2. HIDROGEOLOGÍA	68
7.2.1. Climatología	68
7.2.2. Hidrología.....	69
7.2.3. Características hidrogeológicas.....	69
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	72
9. BIBLIOGRAFÍA	73

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Fuencaliente (860) se sitúa sobre un sector de Sierra Morena, zona de quebrados relieves que sirve de límite meridional a la meseta castellano-manchega y cuyas alineaciones montañosas llevan una dirección general ONO-ESE.

Administrativamente comprende territorios de las provincias de Ciudad Real, Córdoba y Jaén, perteneciendo a la primera de ellas la localidad que da nombre a la hoja. Los núcleos de población son escasos, existiendo tan sólo dos pueblos en toda su extensión que son Conquista y Fuencaliente. El primero está situado en el extremo occidental del mapa, mientras que el segundo se haya en el centro. Son relativamente frecuentes las casas aisladas y los cortijos aunque por lo general están alejados unos de otros. En este aspecto merece la pena destacar las agrupaciones de casas que forman las pequeñas aldeas de La Garganta y Ventillas, la primera en la esquina noroccidental y la segunda en el borde septentrional del mapa.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Fuencaliente dentro de la subdivisión del macizo Hespérico de JULIVERT *et al.* (1972) se sitúa en la parte más meridional de la Zona Centroibérica inmediatamente al Sur de la estructura más característica de la región que es el gran anticlinal de Alcudia.

Los antecedentes geológicos sobre la hoja son escasos. Aparte de referencias mineras de finales del siglo pasado y comienzos del presente, no se han localizado trabajos sobre geología de Fuencaliente hasta el de HERNANDEZ PACHECO (1932), quien presenta un corte de los alrededores del pueblo. CARBONELL (1946) realiza una sucinta descripción geológica de los alrededores de Fuencaliente en su trabajo sobre los manantiales del balneario allí existente. De especial significado es el trabajo de REDLIN (1955), quien realiza un esquema geológico de la zona central del Valle de Alcudia y las Sierras Meridionales, entre ellas las comprendidas en la Hoja de Fuencaliente, pudiéndose considerar como la primera cartografía donde se muestra a grandes rasgos la estructura de la zona.

Durante los años 1969 a 1971 el ITGE (Antiguo IGME) realizó varios trabajos de investigación en la Reserva del Valle de Alcudia, dentro de la cual se encontraba la hoja de Fuencaliente. La cartografía de la citada hoja permanece inédita y presenta serios errores en cuanto a la serie y a la situación poco precisa de los contactos.

Como antecedentes, respecto al batolito de Los Pedroches, es necesario citar los trabajos de MALLADA (1880, 1895), en los que establece los contactos del batolito, describe toda una serie de tipos rocosos dentro de él, y define el metamorfismo de contacto. A destacar los trabajos de CARBONELL (1916, 1925, 1926) y CASTRO BAREA (1921) sobre mineralizaciones asociadas al batolito. En esta misma época, CARBONELL *et al.* (1931) realizan la primera cartografía de la vecina hoja de Venta de Cardeña (882).

En el ámbito de la hoja no se producen novedades significativas hasta la década de los 60, en que MARQUEZ TRIGUERO (1966), realiza una síntesis metalogenética del batolito, y CABANAS (1968) un estudio petrográfico general. Posteriormente, DEFALQUE *et al.*

(1971), MARTIN RAMOS (1973), MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (1975) realizan los primeros estudios de interés en sectores concretos dentro ya de la hoja de Fuencaliente. Por último, citar los trabajos de ERASO y GARROTE (1984) que, aunque realizado fundamentalmente en la hoja Venta de Cardeña, incluye un sector próximo a Venta de Azuel.

Trabajos no relacionados directamente con esta hoja, pero de interés para conocer la problemática general del batolito son los de CARRACEDO, et al. (1989), FERNANDEZ RUIZ et al. (1990) y LARREA et al. (in litt).

2. ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica de la Hoja de Fuencaliente está formada por rocas detríticas de forma prácticamente exclusiva, las cuales comprenden edades entre el Precámbrico Superior y el Carbonífero Inferior. Se reconocen tres ciclos sedimentológicos bien diferenciados en el tiempo separados por importantes lagunas estratigráficas. Dichos ciclos son los siguiente:

- Ciclo Precámbrico. Formado en un medio turbidítico que da lugar a una monótona sucesión de pizarras y grauvacas en secuencias de Bouma normalmente incompletas.
- Ciclo Paleozoico (Ordovícico inf.-Devónico inf). Formado en un medio de plataforma siliciclástica somera o poco profunda, que origina una importante alternancia de tramos ortocuarcíticos, pizarrosos y arenosos. Estas alternancias pueden ser ordenadas en formaciones litoestratigráficas con buena representación cartográfica, las cuales indican diversos estadios en la evolución sedimentológica de la cuenca. Intercalados en la serie aparecen de forma muy local rocas volcánicas y carbonatadas.
- Ciclo Carbonífero. Formado en un medio de plataforma profunda y con afinidades turbidíticas. Da lugar a una potente y monótona serie con facies "flysch" formada por pizarras, areniscas grauváquicas y conglomerados.

A estos tres ciclos sedimentarios hay que añadir la sedimentación del Plioceno-Cuaternario, que da lugar a depósitos coluvionares y aluviales, los cuales representan un escaso volúmen pero tienen bastante extensión cartográfica.

En su conjunto, la serie estratigráfica de la hoja de Fuencaliente no presenta notables diferencias con respecto a las series que afloran en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica, por lo que resulta sencillo realizar correlaciones y comparaciones con otros puntos de la región.

2.1. CICLO PRECÁMBRICO

2.1.1. Grauvacas y pizarras (10). Infra-Vendiense superior

Las rocas precámbricas aparecen en el núcleo del anticlinal de Sierra Madrona y constituyen los afloramientos más meridionales de estas rocas en la Zona Centroibérica. Se presentan en tres manchas cartográficas que son las que ocupan los valles de Valmayor-Cerededa, vertiente de las Vaquerizuelas y arroyo de La Garganta. El de mayor extensión es el primero de ellos y se prolonga hacia el Este en la colindante hoja de Solana del Pino. De forma generalizada los afloramientos son discontinuos en todas las zonas a causa de los depósitos cuaternarios que cubren la mayor parte de los citados valles. Tan sólo en el valle de Valmayor hay una buena continuidad de afloramientos, siendo en esta zona donde se pueden ver los mejores cortes.

Las rocas que forman los afloramientos precámbricos son grauvacas y pizarras de color gris azulado, distribuidas en una rítmica y monótona sucesión de paquetes de espesor variable aunque nunca superior a los 3 m. La organización interna de cada paquete se realiza en secuencias de Bouma granodecrecientes (Ta-e) donde el término pelítico "e" tiene poca representación respecto al resto y donde suele faltar el término grosero "a". Así la sucesión de términos de muro a techo en la secuencia completa es la siguiente:

- Grauvaca masiva de grano grueso o medio (término a).
- Grauvaca de grano medio o grueso con laminación paralela grosera (término b)
- Grauvaca de grano medio o fino con laminación cruzada de bajo ángulo (término c)
- Grauvaca de grano fino con laminación paralela (término d)
- Pizarra grauváquica masiva (término e)

El contacto entre secuencias es planoparalelo, presentando cada paquete una gran continuidad lateral. La base de cada nivel suele ser plana pero no resulta raro encontrar señales de corrientes tractivas como "flute-cast", así como cantos blandos de pelitas incorporados en el término "a" entre las grauvacas gruesas. También se han reconocido estructuras de carga, sobre todo estructuras almohadilladas debido a escape de fluidos.

El espesor de cada paquete es función de los términos que constituyen la secuencia. Así, los más potentes son los que presentan la secuencia completa Ta-e con el término "a" bien desarrollado, los cuales pueden alcanzar los tres metros de espesor. Por contra, los paquetes más delgados son los formados por las secuencias incompletas Td-e que no suelen sobrepasar los 10 cm.

Petrográficamente se puede apreciar que la diferencia entre las pizarras y las grauvacas es función sólo del tamaño de los elementos que constituyen las rocas, pues son composicionalmente muy similares.

Estas rocas están formadas por cantos angulosos de cuarzo y plagioclasa como elementos mayoritarios, así como algunas lilitas y fragmentos de rocas volcánicas. Como accesorios se han reconocido circones y turmalinas, algunos opacos y cubos diagenéticos de pirita, así como algunas cloritas probablemente de neoformación. La matriz es abundante y está formada por sericita. El cemento es silíceo y, ocasionalmente, también carbonatado aunque cuando éste aparece lo hace siempre en escasa cantidad.

Estas rocas tienen una distribución muy homogénea en toda la hoja de Fuencaliente, presentando todos los afloramientos idénticas litologías así como muy similares asociaciones de facies. A escala regional son equivalentes a los "Esquistos de Alcludia" de BOUYX (1970) o al "Alcudiense inferior" de TAMAIN (1972) en el valle de Alcludia. Igualmente se correlacionan con la sucesión turbidítica del arroyo de Aguilarejo de AMOR y ORTEGA (1983) y ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO (1983) en el domo de Abenójar y valle de Tirteafuera.

En cuanto a la interpretación sedimentológica de estas rocas, las alternancias pizarroso-grauváquicas reconocidas se ajustan muy bien a las facies C y D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), dentro de la asociación de facies en medios clásticos de mares profundos. Son las facies consideradas como turbiditas clásicas y corresponden a un sistema de cono submarino profundo de transporte eficaz.

El espesor de la serie precámbrica es imposible de precisar por dos razones: La primera es que no se conoce el límite inferior y la segunda es que se encuentra muy replegado, lo cual unido a la ausencia de niveles guía y lo monótono del conjunto rocoso, impiden asignar un espesor fiable. No obstante, todos los autores que han trabajado en estas series en otros puntos de la región atribuyen potencias superiores a los 2.000 m (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972; MORENO, 1977; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, 1983, etc.).

En cuanto a la edad de esta serie no existen datos paleontológicos concretos que permitan precizarla y en el ámbito de la hoja pueden considerarse como azoicos. En el entorno regional tan sólo existe una referencia en el valle de Alcludia de TIMOFEEV y MITRAFANOV (en SAN JOSE, 1983), en donde se atribuye una edad Rifeense Superior. En cuanto a posiciones relativas, se puede decir que las rocas que afloran en Sierra Madrona son equivalentes a las que se encuentran por debajo de una serie detrítico-carbonatada que aflora en el domo de Abenójar, serie que ha sido datada mediante restos de algas como del Vendicense Superior (LIÑAN, 1981; AMOR y ORTEGA, 1983; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO; 1983). Por esta razón se puede asignar a la serie precámbrica aflorante en la hoja de Fuencaliente una edad infra-Vendicense Superior.

2.2. CICLO PALEOZOICO (ORDOVÍCICO INF.-DEVÓNICO INF.)

2.2.1. Conglomerados oligomícticos, cuarcitas y areniscas (11). (Formación Base) Tremadociense

La base de la secuencia paleozoica está integrada por un conjunto alternante de conglomerados arcósicos, ortocuarzitas y cuarzoarenitas microconglomeráticas. Es la formación que se apoya en discordancia sobre las rocas precámbricas y representa el comienzo de una importante transgresión que alcanzará su máximo en el Ordovícico Medio.

En la Hoja de Fuencaliente se encuentran las rocas de esta formación en las laderas de las sierras que circundan los valles de Valmayor, Cereceda, vertiente de las Vaquerizuelas y La

Garganta, presentando por lo general malos afloramientos a causa de los canchales y espesa vegetación que cubren estas laderas. El corte más representativo se haya en los alrededores del cerro Abulagoso, en la parte centro-septentrional de la hoja.

Una peculiaridad de la Formación de Base son los cambios bruscos de espesor, muy acusados a escala regional (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972; MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO, 1983; PALERO, in prep.), los cuales tienen su reflejo en la Hoja de Fuencaliente. Así en el corte que se puede realizar en el cerro Abulagoso se reconoce un espesor de 200 m, representativo para todos los afloramientos de los valles de Cereceda y Valmayor. Sin embargo, al Oeste de la falla de Fuencaliente, pese a las malas condiciones de afloramiento se puede decir que el espesor no supera los 100 m y en el valle de La Garganta, concretamente al pie del cerro Aguzaderas, se puede precisar en menos de 75 m.

En el corte del citado cerro Abulagoso se reconoce un carácter conglomerático generalizado para la Formación de base, no habiéndose reconocido la subdivisión en dos tramos realizada por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza. De forma simplificada el citado corte es el siguiente de muro a techo:

- 25 m de conglomerados arcósicos con cantos de porte medio a grande (cantos entre 5 y 15 cm), con abundante matriz arenosa. Los cantos están redondeados y son esencialmente de ortocuarzitas y cuarzo, siendo menos frecuentes los de feldespatos. La matriz es de grano grueso y está formada por cuarzo y abundante feldespato. Los paquetes conglomeráticos tienen potencias superiores al metro y presentan frecuentes acunamientos laterales, así como cambios de facies debidos a un aumento de la matriz arenosa y disminución de los cantos. Apenas se reconocen estructuras sedimentarias, tan sólo puntualmente una grosera granoclasificación negativa.
- 75 m de conglomerados y ortocuarzitas microconglomeráticas con escasa matriz arenosa. Los cantos son esencialmente de cuarzo y varían de tamaño entre 3 y 0'5 cm. Están bien redondeados y aparecen rodeados por escasa matriz cuarzo-feldespática. Frecuentemente estos paquetes aparecen muy compactados a causa de una intensa cementación silíceas, adquiriendo aspecto de ortocuarzitas. El grosor de estos paquetes es del orden de 1 m y ocasionalmente presentan estratificación cruzada.
- 70 cm de areniscas arcósicas microconglomeráticas con pasadas de conglomerados de cantos de cuarzo redondeados de porte pequeño. El cuarzo es el constituyente mayoritario de la roca, pero una notable presencia de feldespatos es apreciable. La matriz es escasa y está constituida por los mismos componentes que los cantos. Normalmente estas areniscas se presentan poco cementadas, disgregándose con facilidad. Se presentan en paquetes de espesores métricos y se reconocen estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.
- 30 m de ortocuarzitas, cuarzoarenitas y areniscas micáceas tableadas con bioturbación y ripples de oscilación. En estas rocas la presencia de feldespatos es prácticamente nula y los elementos que las forman son cuarzo y láminas de moscovita. Cuando el primero de ellos aparece de forma muy mayoritaria, se presentan muy cementadas, dando lugar a auténticas ortocuarzitas. El espesor de estos niveles es pequeño y oscila entre 5 y 30 cm.

Frecuentemente tienen geometrías lenticulares producidas por megaripples y son abundantes los ripples de oscilación y los ichnofósiles en las superficies de los estratos, reconociéndose frecuentes crucianas y skolitos.

La edad de la Formación de Base es difícil de precisar, si bien queda claro que la presencia de crucianas y skolitos indican una edad Arenigiense para el techo. BOUYX (op. cit) cita en la Sierra de Mestanza la presencia de unos moldes que los interpreta como *Lingulella* s.p., así como pistas *Harlania*. Por ello, dicho autor atribuyó una edad Tremadociense a la Formación de Base, la cual ha sido admitida hasta hoy día sin apenas nuevas aportaciones de restos fósiles. En este sentido merece la pena reseñar que MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO (1983) citan la presencia de *Ectenoglossa* cf. *lesueri*, *Cruziana furcifera* y *Skolithus* sp. en la hoja de Valdemanco de Esteras, por lo que atribuyen una edad Arenigiense para la mayor parte de la formación, incluyendo sólo la parte basal en el Tremadociense.

2.2.2. Cuarcitas (12) (Cuarcita Armoricana) Arenigiense

Sobre la Formación de Base aparece una potente alternancia de gruesos paquetes de ortocuarcitas blancas que debido a su gran competencia da lugar a los relieves más importantes, no sólo de la hoja de Fuencaliente sino de toda la región. Aflora ampliamente en el tercio nororiental del mapa, formando las Sierras de La Garganta, Nacedero, Madrona, Hornilleros, Navalmanzano y Quintana. De forma más local aflora en el cerro Cervigón, esquina NE de la hoja y en la carretera N-420 en el km 106,500.

Pese a que los afloramientos de esta formación son frecuentes, no existen en el ámbito de la hoja buenos cortes continuos. Se puede tomar como corte representativo el del río Cereceda en su salida hacia el río Pradillo y no obstante, la espesura de vegetación del río y los frecuentes tramos cubiertos impiden el establecimiento de un corte detallado.

En el citado río Cereceda, la Cuarcita Armoricana está formada por potentes bancos de ortocuarcitas blancas que puede alcanzar más de los 10 m de espesor. Entre ellas alternan otros más delgados también de ortocuarcitas, así como algunos paquetes de areniscas micáceas oscuras. En la base de la formación pueden aparecer algunos niveles con carácter microconglomerático, así como con algunos cantos aislados de cuarzo de no más de un par de centímetros de tamaño.

La geometría de los gruesos paquetes ortocuarcíticos es lenticular, presentando frecuentes acuñamientos laterales y cambios muy notables en el espesor. En secciones transversales se aprecia estratificación cruzada de bajo ángulo a gran escala, mostrando claras estructuras de tipo "sand-waves". En los paquetes ortocuarcíticos más delgados son igualmente frecuentes estas estructuras pero a menor escala, reconociéndose también "ripples" de oscilación y bioturbación. En las areniscas micáceas oscuras se reconoce laminación paralela y algo de bioturbación.

Petrográficamente, las ortocuarcitas están formadas casi exclusivamente por granos de cuarzo, con muy escasa matriz sericítica y como accesorios algunos circones, rutilos y turmalinas. Normalmente la roca presenta un grado de recristalización muy notable, llegándose a formar puntos triples entre granos de cuarzo.

La edad de la Cuarcita Armoricana es claramente Arenigiense como muestra la presencia de crucianas y skolitos repartidos en toda la formación. El espesor total se puede estimar en unos 400 m y es bastante uniforme en toda la hoja.

2.2.3. Areniscas, cuarcitas tableadas y pizarras negras (13), con intercalaciones de rocas piroclásticas (14) Arenigiense-Llanvirniense

Sobre los últimos niveles de ortocuarcitas de la Cuarcita Armoricana, se encuentra una regular alternancia de paquetes centi a decimétricos de ortocuarcitas y pizarras arenosas negras. Esta alternancia se conoce con el nombre de "Estratos Pochico", término establecido por TAMAIN (1967) en El Centenillo (Jaén).

Los afloramientos de ésta formación se localizan repartidos en el tercio nororiental del mapa y al igual que ocurría con la formación infrayacente, no se encuentra ningún corte continuo aunque si hay cortes parciales. De estos merece la pena destacar los cortes del camino de Ventillas, el del arroyo de San Juan, situado al Este de Fuencaliente en el valle de Navalmanzano; y los afloramientos del entorno del collado del Brezalillo, en la parte norte de la Hoja.

Litológicamente los "Estratos Pochico" muestran una clara evolución en la vertical. De muro a techo se observa una alternancia de paquetes delgados de ortocuarcitas blancas o grises claras, con finas pasadas de pizarras negras. Estos paquetes presentan laminación cruzada producida por "ripples" de oscilación, así como localmente estratificación flaser. Cuando los paquetes alcanzan algunos decímetros es frecuente observar geometrías de "sand-waves". Progresivamente hacia el techo, las ortocuarcitas van desapareciendo y dan lugar a una alternancia de cuarzoarenitas grises, areniscas micáceas pardas y niveles delgados de pizarras arenosas negras ricas en moscovita. Las areniscas suelen presentar laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala, así como laminaciones bimodales ("herrign bone"), bioturbación y algunos "ripples" de oscilación. Al techo la participación pizarrosa se hace más importante, con paquetes de espesores similares a las areniscas, dentro de los cuales se reconocen laminaciones paralelas normalmente trastocadas por bioturbación.

En el estudio petrográfico se puede apreciar que las ortocuarcitas son similares a las que forman los grandes bancos de la Cuarcita Armoricana, aunque con algo más de matriz sericítica y más elementos accesorios, en especial circón. Las areniscas tienen mayor proporción de matriz, llegando ésta a superar el 20%. Los constituyentes principales son cuarzo y moscovita, en forma de cantos angulosos los primeros y de pequeñas plaquitas los segundos, estando las micas orientadas en las dos direcciones correspondientes a los planos S_0 y S_1 . Las pizarras tienen una composición igual a la de las areniscas pero grano más fino, la matriz es más abundante y contiene mayor cantidad de materia carbonosa.

Muy peculiar en los "Estratos Pochico" es la presencia de pequeños niveles de rocas fosfatadas. Estos niveles aparecen repartidos por toda la formación y tienen claras geometrías acanaladas dentro de paquetes arenosos. Estas rocas están constituidas por negros fragmentos redondeados de fosforita, de unos milímetros a un par de centímetros de tamaño, acompañados por otros cantos de pirita, pizarras ampelíticas y restos de conchas de braquiópodos fosfatizados. Estos elementos aparecen rodeados por granos de cuarzo y minerales pesados (circones, rutilo e ilmenita). Dentro de la hoja de Fuencaliente estas rocas han sido encontradas en el paraje de Las malagonas, al pie del cerro Abulagoso, en la sierra de Navalmanzano, y en las escombreras de la mina San Bartolomé. DELGADO et al. (1988) y PALERO (In prep.) citan estos afloramientos así como otros en la vecina hoja de Solana del Pino, interpretándose como pequeños depósitos retrabajados en pequeños canales submareales en un ambiente fuertemente reductor.

En el paraje de Cerro Morales, a unos 3,5 km al Este de Fuencaliente, se ha encontrado un nivel volcánico situado a techo de los "Estratos Pochico" de unos 5 m. de espesor. El afloramiento muestra una roca muy alterada de aspecto masivo, donde se distinguen algunos granos de cuarzo claramente volcánico, así como oquedades ocupadas por óxidos. Este nivel volcánico ha sido reconocido ampliamente en el sinclinal de Solana del Pino, fuera ya de la hoja de Fuencaliente. En dicha zona este nivel volcánico se presenta como un conjunto de paquetes piroclásticos y localmente lávicos formados por rocas de composición intermedia (dacitas y andesitas).

En cuanto a la edad de los "Estratos Pochico" hay que decir que son muy escasos los restos fósiles encontrados. Sólo algunas pistas muy deterioradas, los fragmentos de braquiópodos de los niveles fosfatados y la bioturbación en muchos paquetes, son las manifestaciones de actividad biológica reconocida que tienen poca validez a la hora de permitir una datación. Afortunadamente, en zonas muy próximas de la hoja colindante de Solana del Pino, así como en los afloramientos de la formación en otros puntos de la región, han sido citadas abundantes pistas en la base de la formación, tales como Cruziana goldfussi, Rouaultia rouaulti, Rhisophycus sp. etc. (TAMAIN, 1972; GARCIA SANSEGUNDO et al., 1983; AMOR y ORTEGA, 1983; PALERO, 1986). Estas pistas permiten datar la base de los Estratos Pochico como Arenigiense, pero es muy probable que el techo sea ya LLanvirniense.

El espesor se puede estimar en unos 160 a 175 m, siendo aparentemente muy constante en el ámbito de la Hoja.

2.2.4. Pizarras negras arenosas y areniscas (15). LLanvirniense-LLandeiloense inferior.

En tránsito gradual, pero rápido, los "Estratos Pochico" pierden los paquetes arenosos y pasan a una potente formación de pizarras arenosas y pizarras negras denominada por TAMAIN (1967, 1972) Esquistos del Río. Son equivalentes a las Pizarras de Calymene Inferiores de los autores de Almadén (GARCIA SANSEGUNDO et al. 1983; AMOR y ORTEGA, 1983; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, 1983).

Afloran ampliamente en la parte más septentrional de la hoja, en los valles del río Montoro, del arroyo de la Aliseda y del Escorialejo. Otros afloramientos reseñables son los

de la carretera N-420, los del río Navalmanzano y los de la cabecera del arroyo de Los Peces. Desgraciadamente al igual que ocurre con otras formaciones, no se reconocen cortes continuos debido a recubrimientos de coluviones, suelos y bosques.

La litología denominante de los Esquistos del Río son las pizarras negras arenosas ricas en moscovita. Normalmente presentan un aspecto masivo, con planos de esquistosidad bien marcados que se muestran como la foliación dominante de la roca. En afloramientos bien lavados por los arroyos se aprecia laminación paralela muy fina y frecuentemente bioturbada. Aparte de las pizarras arenosas también se encuentran pizarras ampelíticas masivas y paquetes centimétricos o decimétricos de areniscas finas de color gris o pardo que casi siempre tienen laminación de "ripples" de oscilación. De forma local se encuentran nódulos piritoso-arenosos-carbonatados, los cuales pueden alcanzar hasta un metro de diámetro.

Al microscopio, las pizarras están formadas por pequeñas placas de moscovita y fragmentos angulosos de cuarzo envueltos en una abundante matriz sericítica, materia orgánica y óxidos de hierro. Ocasionalmente contienen también clorita de neoformación. Como minerales accesorios se distinguen hematites, rutilo y circón. Las areniscas son muy similares a las de los Estratos Pochico, resaltando sólo como diferencia una cierta cantidad de cemento carbonatado, no visto en las areniscas de la formación infrayacente. En lámina delgada los nódulos corresponden a areniscas con abundante matriz y mucho cemento ferruginoso y carbonatado.

Esta formación contiene normalmente abundante fauna pero en la hoja de Fuencaiente no han sido localizados fósiles. En base a los hallazgos de graptolitos, trilobites y braquiópodos descritos por varios autores (BOUYX y SAUPE, 1996; TAMAIN, 1972; AMOR y ORTEGA, 1983; GARCIA SANSEGUNDO et al., 1983; etc.), se puede atribuir a esta formación una edad LLanvirniense-LLandeiloense Inferior. El espesor se puede estimar en unos 300 m.

2.2.5. Areniscas, cuarcitas y pizarras arenosas (16). LLandeiloense medio-superior

Sobre las pizarras anteriores, reposa una potente alternancia de areniscas y pizarras que culmina con un tramo ortocuarcítico muy característico. Este conjunto ha sido definido por PALERO (In prep.) como Formación Canteras, la cual abarca de muro a techo a la Cuarcita Inferior, Esquistos Botella y Cuarcita Botella de TAMAIN (1972), o a las Alternancias Inferiores, Pizarras de Calymene Superiores, Alternancias Canteras y Cuarcita de Canteras de los autores de Almadén.

La Formación Canteras aflora en la parte nororiental de la hoja, siendo la mayor parte de los materiales que ocupan el núcleo del sinclinal de Solana de Pino. Otra importante banda de afloramientos se extiende de forma continua por la falda meridional de las sierras Quintana, Navalmanzano y La Garganta hasta la esquina NO del mapa.

A diferencia de otras formaciones, la Formación Canteras presenta buenos cortes entre los que destaca el de la carretera N-420, desde el cruce a Peña Escrita hasta el puente del río Pradito, comprendiendo además una buena parte de la formación suprayacente. Otro

buen corte se localiza en el arroyo del Herradero, en la parte NE del mapa, así como en el arroyo de los Peces en la parte suroriental. En todos estos cortes se reconocen tramos que de muro a techo son:

- Tramo arenoso inferior. Está formado por 30 m de areniscas silíceas en paquetes de potencia métrica o decimétrica, alternando con finas capas de pizarras arenosas de no más de 20 cm de espesor. Las areniscas son de grano medio y presentan colores pardo-grisáceos, blanco-verdosos o grises. Composicionalmente están formadas por granos angulosos de cuarzo y algunas plaquitas de moscovita, con matriz sericítica y cemento silíceo y, localmente, carbonato. Como accesorios contienen abundante circón, algunas turmalinas y opacos. Las pizarras son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz sericítica y materia orgánica.

La geometría de los bancos arenosos es lenticular, presentando estratificación cruzada de bajo ángulo que ocasiona acuñamientos laterales. También se reconocen trenes de "ripples" de oscilación en la superficie de las capas arenosas.

- Tramo pizarroso. En contacto bastante neto sobre el tramo anterior aparece un conjunto homogéneo de pizarras arenosas negras de unos 25 m de espesor. Composicionalmente están formadas por pequeñísimos granos angulosos de cuarzo y mucha moscovita, todo ello envuelto por abundante matriz sericítico-carbonosa. Localmente se encuentran entre las pizarras algunas capas delgadas de areniscas silíceas oscuras de grano fino y nódulos ferruginosos. Es bastante normal también encontrar huellas de cubos de piritas diagenéticas así como bioturbación.

Estas pizarras presentan un aspecto masivo en los afloramientos reflejo de una escasez de estructuras sedimentarias. Sólo algunas veces se reconoce una fina laminación paralela y cuando aparecen las capas arenosas intercaladas, estas suelen tener laminación cruzada producida por "ripples" de oscilación.

- Tramo arenoso superior. En tránsito gradual, pero muy rápido, las pizarras negras pasan a una alternancia de unos 250 m de espesor de aspecto similar al tramo arenoso inferior, formada por areniscas de grano medio o fino y escasas pizarras arenosas. Las areniscas se disponen en bancos decimétricos o métricos y litológicamente pueden ser consideradas como areniscas silíceas, areniscas micáceas y cuarzoareniscas, presentando estas últimas un aspecto de ortocuarcita en los afloramientos. Los colores generalmente son grises claros y grises-pardos y, como peculiaridad, las cuarzoarenitas presentan tonalidades verdosas. Las pizarras arenosas son de color gris oscuro y aparecen como finas intercalaciones entre los bancos areniscos. Litológicamente se pueden clasificar como areniscas muy finas ricas en moscovita.

Petrográficamente estos términos litológicos presentan una composición muy similar, variando sólo el tamaño de grano y las proporciones de clastos/matriz/cemento. De forma general se reconocen como componentes mayoritarios granos angulosos de cuarzo y placas de moscovita, como accesorios circones, turmalinas, rutilos y opacos.

La matriz es sericítica o cuarzo-sericítica, con materia orgánica y el cemento es silíceo y, en mucha menor proporción, carbonático. Dentro de esta descripción general las cuarzoarenitas estarían en un extremo y las pizarras arenosas en otro. Así, las primeras estarían formadas por cuarzo, poca moscovita, escasa matriz y abundante cemento silíceo. Las segundas estarían formadas por cuarzo y moscovita, contienen mucha matriz, materia orgánica y escaso cemento. Entre estas composiciones extremas se encuentran las areniscas silíceas y las areniscas micáceas.

Como estructura sedimentaria se reconocen principalmente geometrías lenticulares producidas por "sand waves", huellas de carga y "ripples" de oscilación en trenes asimétricos con amplios senos y cortas crestas. En secciones transversales se aprecian estratificaciones cruzadas de bajo ángulo que ocasionan acuñamientos laterales de capas y estratificación "flaser" ocasionalmente.

- Tramo superior ortocuarcítico "Cuarcita de Canteras". La Formación Canteras culmina con un tramo muy característico formado por alternancia de ortocuarcitas y areniscas. Este nivel tiene una gran continuidad regional, suele dar siempre resalte topográfico y constituye un excelente nivel guía. La denominación "Cuarcita de Canteras" se debe a ALMELA et al. (1962) quienes la definieron en el sinclinal de Almadén.

La "Cuarcita de Canteras" está formada por una alternancia de 30 m de espesor de paquetes decimétricos de ortocuarcitas y cuarzoarenitas separados por finos niveles de areniscas micáceas. Composicionalmente son similares a las areniscas del nivel infrayacente, pero el término dominante corresponde las ortocuarcitas, las cuales pueden tener muy escasa matriz y una fuerte cementación.

La geometría de los paquetes que forman este tramo es lenticular, producto de una estratificación cruzada de bajo ángulo. Son también relativamente frecuentes los "ripples" de oscilación dando lugar a laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

En conjunto, la Formación Canteras en la hoja de Fuencaliente tiene una notable uniformidad, con un espesor que se puede considerar constante, del orden de 300 m.

La edad de esta formación, en base a datos de zonas vecinas, se puede establecer en Llandeiloense Medio-Llandeiloense Superior. En el tramo arenoso inferior no se ha encontrado fauna en la cartografía realizada, pero en Sierra Morena Oriental han sido citados trilobites y braquiópodos por BUTENWEG (1968), POUPON (1971) y TAMAIN (1972) que le otorgan una edad Llandeiloense Medio. El tramo pizarroso inferior está datado por MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO (1983), AMOR y ORTEGA (1983), POUPON (1971) y TAMAIN (1972), quienes consideran una edad Llandeiloense Medio-Superior.

La "Cuarcita de Canteras" es azoica a nivel regional y puesto que la formación suprayacente es ya del Caradociense, se considera que representa al límite Llandeiloense-Caradociense.

2.2.6. Areniscas y pizarras arenosas (17). Caradociense inferior-Ashgiliense inferior. Con intercalaciones calizas y calcareníticas (18). Ashgiliense inferior

Sobre los anteriores materiales reposa un conjunto de alternancias arenoso-pizarrosas que termina a techo con el único episodio carbonatado (18) del Paleozoico. Todo este conjunto se conoce a escala regional, como "Bancos Mixtos". Desgraciadamente, el paquete carbonatado (18), que constituye el nivel guía más seguro de la serie, sólo ha sido encontrado en dos puntos de la zona cartografiada, que son el afloramiento del río Navalajeta y el del arroyo de Los Peces.

En el contexto de la hoja los "Bancos Mixtos" aparecen en la parte nororiental formando afloramientos aislados en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino. También afloran en la parte Sur de las sierras Quintana y Navalmanzano, en las Lomas de Villarreal y en el cerro Juan de Arma. El mejor corte se haya en la N-420, justo en la continuación del corte de Formación Canteras, faltando sólo unos pocos metros del techo de la formación. Otros cortes parciales se pueden reconocer en el arroyo de Los Peces y en el cerro Juan de Arma.

Litológicamente los "Bancos Mixtos" están constituidos por alternancias de paquetes centi y decimétricos de areniscas silíceas de grano medio y/o fino, areniscas micáceas finas, areniscas finas carbonosas y pizarras arenosas (¿lutitas?). En la parte basal existe un predominio de los términos más finos, encontrándose tramos de 10 y 15 m de alternancias de estratos de no más de 10 cm de areniscas finas carbonosas de color oscuro y pizarras arenosas. Estos paquetes son de geometría tabular, y presentan laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo producidas por "ripples" de oscilación. Son frecuentes las huellas de carga y la bioturbación, fenómenos que rompen la estructura interna originaria y que pueden llegar a dar aspectos masivos a los afloramientos.

Separando estos tramos detríticos finos aparecen alternancias de paquetes de 25 a 50 cm. de areniscas silíceas de color pardo o pardo-amarillento, separados por niveles más delgados de areniscas micáceas o también por las pizarras arenosas. Este tipo de alternancia se hace dominante hacia el techo de la formación, desapareciendo los términos más finos. Los paquetes de areniscas presentan geometrías lenticulares, con laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala y algunos "ripples" en el techo. También se han reconocido algunos casos de laminaciones bimodales (Herring bone).

La parte más alta de los "Bancos Mixtos" aflora en muy poco lugares. Por ello, los tramos lumaquélico y carbonatado (18) con que culmina la formación en otros puntos de la región, apenas tiene representación en el mapa. El tramo carbonatado, conocido a escala regional con el nombre de "Caliza Urbana" (HEMNKE, 1926), se presenta con 5 m de potencia y está formado por calcarenitas pardo-grisáceo y calizas impuras grises recristalizadas. No se conocen estructuras sedimentarias en ellas salvo una laminación paralela grosera, lo cual es seguramente debido al alto grado de recristalización que presenta la roca.

Petrográficamente, los términos litológicos detríticos que forman los "Bancos Mixtos" son muy similares a los descritos en las formaciones infrayacentes. Como peculiaridad solo se reconoce una mayor cantidad de cemento carbonatado, especialmente en las areniscas del techo. Las calcarenitas (18) están formadas por granos angulosos de cuarzo y pequeños parches sericíticos envueltos por agregados alotriomorfos de calcita. Los granos de cuarzo

parecen concentrados en pequeños lechos y son los que dan lugar a la laminación grosera. Las calizas impuras están formadas por agregados alotriomorfos de grano grueso de calcita o dolomita, algunos granos de cuarzo y fragmentos de fósiles.

Los "Bancos Mixtos" en la región están considerados como una formación muy fosilífera, hecho que contrasta con los afloramientos de la Hoja de Fuencaliente, donde es patente una acusada pobreza faunística. De acuerdo con las referencias sobre zonas próximas se puede atribuir una edad precisa para ésta formación. En Sierra Morena Oriental, TAMAIN (1972) obtiene una edad Caradociense Inferior para la parte más baja en base a restos de trinucleidos y braquiópodos. Las lumaquelas existentes a techo han sido datadas por numerosos autores como Caradociense Superior (TAMAIN, 1972; LAURET, 1974; GARCIA SANSEGUNDO et al., 1983; etc.), pero GUTIERREZ MARCO y RABANO (1987) han precisado que dichos paquetes terminales alcanzan el Ashgillense inferior. La "Caliza Urbana" (18) se encuentra bien datada mediante conodontos por FUGANTI y SERPAGLI (1968) y por crinoides por TAMAIN (1972). Ambos autores le atribuyen una edad Ashgillense Inferior.

Por último, la potencia que alcanzan los "Bancos Mixtos" se puede estimar en 250 metros, siendo muy constante en toda la Hoja.

2.2.7. Pizarras negras y areniscas (19). Ashgillense sup-LLandoveriense inf.

En contacto neto sobre los "Bancos Mixtos" se encuentra una formación pizarrosa de 75 m de espesor denominada Esquistos Chavera (TAMAIN, 1967 y 1972). Aflora en la parte meridional de la Sierra Quintana, en los alrededores de Fuencaliente, en las lomas de Villareal y al Oeste de La Garganta. Por lo general, los afloramientos son de muy mala calidad, debido a que las pizarras suelen estar alteradas y a los recubrimientos por coluviones de los crestones cuarcíticos próximos. Como afloramiento modelo se puede considerar el del arroyo de Los Peces, siendo también de interés los del arroyo de La Licea, el del río Navalajeta junto a la mina del mismo nombre, y el río Cereceda al Sureste de Fuencaliente.

La litología dominante de los Esquistos Chavera son pizarras ampelíticas de grano muy fino, con tacto sedoso y bien esquistosadas, resultado de la diagénesis y posterior reorientación por aplastamiento de sedimentos limolíticos. Hacia el techo, las pizarras se vuelven algo arenosas y aparecen algunas delgadas pasadas de areniscas finas. Como estructuras sedimentarias sólo se reconoce de forma esporádica alguna laminación paralela muy fina y tenue, y en las pasadas arenosas del techo algunas laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Son relativamente frecuentes las huellas de cubos diagenéticos de pirlita y los nódulos ferruginosos de pequeño porte.

Petrográficamente las pizarras ampelíticas están formadas por sericita, pequeños fragmentos de cuarzo y abundante materia orogénica y opacos. Todos estos elementos aparecen orientados por la esquistosidad hercínica (S1).

Los Esquistos Chavera han sido considerados azoicos hasta hace poco tiempo y, por su posición, se consideraban como el techo del Ordovícico. Sin embargo, HAFENRICHTER (1980) ha puesto en evidencia la presencia de acritarcos en el techo de la formación, los

cuales indican una edad Llandoveriense. Por ello, hay que considerar que al menos parte de la formación pertenece ya al Silúrico.

2.2.8. Cuarцитas tableadas (20). (Cuarцитas del Criadero). Llandoveriense inferior

Sobre los Esquistos Chavera aparece un conjunto poco potente de ortocuarцитas denominado Cuarcita del Criadero (ALMELA et al., 1962). Esta formación es equivalente por su posición en la serie a las Cuarцитas Superiores de TAMAIN (1967) y a la Cuarcita Castellar de HENKE (1926).

Los afloramientos de la Cuarcita del Criadero en la hoja de Fuencaliente se limitan a una continua banda que se extiende en diagonal desde la Sierra Quintanar en el extremo SE, a la zona de Cerro de Juan de Arma en la esquina NO. Se pueden citar varios buenos afloramientos, sirviendo como ejemplos los que aparecen en los cortes citados anteriormente del Arroyo de Los Peces, el del arroyo de La Licea y del río Cereceda. Al Sur de la localidad de Fuencaliente se presenta un buen afloramiento, pero éste se encuentra frecuentemente recristalizado por procesos tectónicos.

La Cuarcita del Criadero está formada por una alternancia de paquetes decimétricos de ortocuarцитas blancas o grises. Normalmente, estos paquetes tienen geometrías lenticulares con estratificación cruzada a gran escala, pero también se observan geometrías tabulares con laminaciones paralelas poco marcadas. Intercalado entre los paquetes ortocuarcítics se reconocen finos niveles de areniscas micáceas grises que ocasionalmente presentan laminaciones cruzadas.

La formación es considerada azoica a escala regional y en base a las dataciones de las formaciones supra e infrayacentes, se puede considerar que es Llandoveriense Inferior.

En el ámbito de la hoja el espesor puede ser considerado bastante constante, estimándose en 30 m.

2.2.9. Pizarras negras y areniscas (21). Llandoveriense-Gediniense

Recibe esta denominación un conjunto fundamentalmente pizarroso que contiene intercalaciones volcánicas, equivalentes a los Esquistos con Monograptus de TAMAIN (1972). A escala regional, esta formación alcanza su máximo desarrollo en el sinclinal de Almadén, presentando allí una gran cantidad de materiales volcánicos.

En la Hoja de Fuencaliente los afloramientos son de muy mala calidad por encontrarse muy meteorizadas las rocas y aparecer parcialmente cubiertas por coluviones y suelos. Se distribuyen de forma irregular sobre los crestones de la Cuarcita del Criadero y hay zonas donde llegan a faltar. Esto ocurre, por ejemplo, en el corte del arroyo de Los Peces, donde a escasos metros de las ortocuarцитas silúricas aparecen conglomerados polimícticos del Culm carbonífero. Los afloramientos más representativos, dentro de la mala calidad general, son los de las cabeceras de los arroyos de Lamederos y de la Sierra, ambos situados aproximadamente en el centro del mapa, así como el del arroyo de la Licea en la parte suroriental.

La litología dominante son las pizarras ampelíticas. Estas rocas son de grano muy fino, de tacto sedoso y muy ricas en materia orgánica. Apenas se reconocen estructuras sedimentarias en ellas y a causa de la marcada esquistosidad que presentan resulta muy difícil distinguir incluso los planos de estratificación. Normalmente tienen un elevado grado de meteorización, perdiendo su color negro y adquiriendo tonalidades versicolores, pardas, blanquecinas, grises, rojizas, etc. La alteración consiste en una acusada argilitización, tanto es así que puede llegar a hacer perder la textura original y transformar la roca en masas arcillosas.

En el arroyo de Lamederos se han localizado algunos niveles de rocas volcánicas de no más de 1 m de espesor intercalados entre las pizarras. Estas rocas, cuando no están meteorizadas, tienen colores grises y están formadas por un compacto agregado microgranudo donde, de visu, no se reconoce la composición mineralógica.

La edad de estos materiales comprende del Llandoveriense medio al Gedinense en el sinclinal de Almadén. (GARCIA SANSEGUNDO et al., 1983; MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO, 1983), hecho que también debe ocurrir en la Hoja de Fuencaliente, pues sobre esta formación aparecen materiales claramente del Devónico.

El espesor de estos materiales es variable pudiendo llegar a faltar. No obstante, esta variación parece más debida a procesos tectónicos postsedimentarios que a fenómenos estratigráficos, los cuales serán discutidos más adelante. Cuando se encuentra completa presenta un espesor aparentemente constante que se puede estimar en unos 200 metros. en el sector comprendido entre la N-420 y Cerro Artesón, situado en la parte suroriental del mapa, todo parece indicar que estas rocas silúrico-devónicas están ausentes, aunque es un hecho que no se puede afirmar de forma categórica.

2.2.10. Pizarras arenosas y pizarras sericíticas (22) con intercalaciones cuarcíticas (23) Sigeniense-Emsiense

Sobre los materiales anteriores aparece una formación pizarroso-arenosa del Devónico Inferior. Por su posición estratigráfica es equivalente a la Cuarcita de Base del sinclinal de Almadén y, aunque no es del todo coincidente en cuanto a su litología, se ha mantenido esta denominación en la hoja de Fuencaliente. De igual manera, son materiales muy similares a los descritos por PARDO (1983) en la cercana hoja nº 834, San Benito.

Los afloramientos aparecen frecuentemente cubiertos por derrubios de ladera, por rañas y por suelos, reconociéndose solo crestones cuarcíticos aislados. Además estos materiales presentan una distribución irregular en la hoja, con cambios de facies y variaciones notables de espesor, tanto es así que pueden llegar a faltar. Por ejemplo, en el extremo SE los afloramientos se limitan a unos 30 m de ortocuarzitas blancas. En la zona comprendida entre el Cerro Artesón y la carretera N-420 no aflora, hecho comprobable en los arroyos de Los Peces y de Tiro de Barra donde no existe. Entre la mencionada carretera y La Garganta aparecen crestones aislados de ortocuarzitas blancas entre recubrimientos, existiendo además dos buenos cortes que son:

- El del arroyo de Los Lamederos, donde se observan 100 m de ortocuarcitas blancas.

- El del ferrocarril de alta velocidad al SE de La Garganta, donde se reconocen 175 m de alternancias de ortocuarcitas grises y blancas, areniscas finas pardo-rojizas y ocreas, ricas en moscovita; y pizarras pardas con lechos de moscovitas.

Por último, en el extremo NO del mapa, zona del cerro Juan de Arma, afloran crestones aislados de ortocuarcitas blancas, areniscas gruesas pardo rojizas ricas en moscovita, y algunas pizarras arenosas, con un espesor total del conjunto de 150 m.

Desde el punto de vista sedimentológico, se aprecia que los tramos cuarcíticos tienen una clara geometría lentejona, desapareciendo lateralmente. En secciones transversales, estos niveles presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, la cual origina frecuentes acuñamientos y variaciones de espesor en cada paquete, que no suelen superar el metro. Las areniscas son silíceas pero muy ricas en moscovita y aparecen en bancos de espesor decimétrico. Tienen gran variedad en el tamaño del grano, encontrándose desde microconglomeráticas muy finas. Normalmente presentan laminación paralela y algunas veces cruzada de bajo ángulo. Las pizarras arenosas siempre se han encontrado muy alteradas, por lo que se desconoce si originariamente tenían carácter ampelítico. Presentan laminaciones paralelas y, como característica, aparecen pequeños lechos irregulares moscovíticos aparentemente generados por bioturbación.

Esta formación está datada en el sinclinal de Guadalmez por PARDO (1983) y PARDO y GARCIA ALCALDE (1984) como Siegeniense-Emsiense.

2.3. CICLO CARBONÍFERO

2.3.1. Pizarras negras y areniscas grauwáquicas (24) con intercalaciones de conglomerados polimícticos (25). Viseense-Namuriense

Las rocas de esta edad corresponden en su totalidad al Culm de los Pedroches, potente serie de facies "flesch" formada por pizarras, areniscas y conglomerados polimícticos. Este conjunto litológico ocupa un importante sector del mapa geológico, extendiéndose en una amplia banda de dirección NO-SE por el centro del mapa. En su parte centro-occidental aparece en gran parte recubierto por rañas, lo que dificulta su estudio en dicha zona. Pese a ello, existen buenos cortes situados en la parte oriental del mapa, entre los que se pueden resaltar el de la carretera N-420, el del río Navalajeta, y el del arroyo de Los Peces.

El Culm se apoya indistintamente sobre el Devónico y sobre el Silúrico, hecho reconocido en toda la región y que plantea un serio problema en cuanto a la naturaleza del contacto. En la Hoja de Fuencaliente se observa que en las zonas donde las rocas devónicas faltan, en el sector comprendido entre la N-420 y el cerro Artesón, las pizarras y conglomerados carboníferos están en contacto directo sobre la formación del Silúrico Inferior. Este hecho es claramente observable en el corte del arroyo de Los Peces y al Sur de la población de Fuencaliente, en los ríos Pradillo y Cereceda. En la carretera N-420 se encuentra en contacto con los "Bancos Mixtos" (19), al igual que ocurre en la entrada norte del pueblo, en el Molino de Ramírez situado al Este de Fuencaliente y en el río Navalajeta. Este hecho

está restringido a una pequeña zona donde las fallas de Fuencaliente y Valmayor se ramifican al pasar del Paleozoico Inferior al Culm; por ello parece lógico suponer que en esta zona el contacto es mecánico.

No obstante, dicha solución no parece ser la más adecuada para explicar la extensión del fenómeno hasta el Cerro Artesón y, menos aún, cuando está tan generalizado a escala regional. En las Hojas de Santiesteban del Puerto y La Carolina, en lo que sería la prolongación oriental de este contacto, KETTEL (1967), CASTELLO y ORVIZ (1974) y ORVIZ et al. (1975) lo consideran como discordancia erosiva. En las hojas de San Benito e Hinojosa del Duque MIRA et al. (1983) y RODRIGUEZ PEVIDA et al. (in lit), describen este contacto simplemente como discordante, pero muy próximo a él sitúan una gran falla inversa, que montaría el conjunto Paleozoico Inferior sobre el Culm. Pese a que dicha falla no es visible en ningún punto, esos autores llegan a dicha conclusión al observar que la polaridad estructural sedimentaria del Culm choca con la del Paleozoico Inferior. Por lo tanto, la parte más alta de la serie carbonífera es la que está casi en contacto con el Devónico y no el muro como sería lo lógico si apareciera en continuidad.

En la Hoja de Fuencaliente se ha podido apreciar también que el Culm muestra una polaridad generalizada hacia el Norte que contrasta con la polaridad del Silúrico y Devónico que es hacia el Sur.

Desde un aspecto puramente litológico, el Culm estudiado está formado por una monótona alternancia de pizarras negras, areniscas impuras, grauvacas y conglomerados polimícticos. La litología dominante son las pizarras negras que aparecen bien esquistosadas en afloramientos de aspecto masivo, o formando alternancias milimétricas o centimétricas con las areniscas y las grauvacas. En detalle se observan laminaciones paralelas muy finas, y localmente, estratificación lenticular al aparecer pequeños "ripples" aislados de areniscas finas entre las pizarras.

Las areniscas aparecen en paquetes centi o decimétricos alternando con pizarras. Presentan dos facies distintas que son:

- Facies listadas. Cuando forman rítmicas alternancias de paquetes de 1 a 10 cm de areniscas finas de color gris alternando con las pizarras. Como estructuras sedimentarias suelen presentar laminaciones paralelas y, en ocasiones, tienen un cierto carácter turbidítico, apreciándose secuencias incompletas de Bouma de los tipos Tb-e, Tc-e y Td-e, con granclasificación negativa y contactos planoparalelos.

- Facies de alternancias. Cuando forman alternancias son paquetes de 10 a 50 cm de areniscas de grano fino o medio de color gris con delgadas pasadas pizarrosas. En estas facies, los paquetes suelen tener geometrías lenticulares, con laminaciones cruzadas de bajo ángulo a gran escala. También se reconocen algunos "ripples" de oscilación, aunque no son frecuentes, así como estratificación "flaser".

Las grauvacas suelen ser de grano grueso, tienen colores grises o grises verdosos y se reconocen a simple vista granos de cuarzo, lititas y feldespatos. Suelen estar relacionadas con los conglomerados, pasando lateralmente a ellos. Se presentan en paquetes de

espesor variable oscilando entre 5 cm y 2 m, que suelen carecer de estructuras sedimentarias. Tan sólo son apreciables incipientes granoclasificaciones negativas, y es frecuente que tengan bases erosivas y cantos blandos, mostrando una sedimentación por corrientes tractivas.

Los conglomerados tienen un acusado carácter polimíctico con cantos redondeados de cuarzo, cuarcitas, liditas, feldespatos y rocas volcánicas y metamórficas. Resulta llamativa la abundancia de las liditas que en ocasiones pueden representar más del 50% de los cantos. El tamaño de estos clastos es muy variable, pero es raro que superen los 10 cm. La matriz es grauváquica, normalmente rica en feldespatos y liditas, y se presenta en cantidad variable. Esto da lugar a la aparición de cambios laterales de facies de conglomerados, donde los cantos se tocan unos con otros, a grauvacas gruesas con cantos aislados. Normalmente se reconoce una geometría lenticular de los paquetes conglomeráticos, desapareciendo o pasando lateralmente a las grauvacas gruesas.

El medio sedimentario del Culm ha sido considerado como turbidítico de aguas profundas hasta hace poco tiempo (TAMAIN, 1972; LEAL et al., 1976). Sin embargo, la descripción realizada de las estructuras sedimentarias recuerda más a sedimentos de plataforma profunda con episodios de turbulencias que a series turbidíticas propiamente dichas. En este sentido, el trabajo realizado por PEREZ LORENTE (1979) en la zona Sur de Pedroches, aporta importantes datos sedimentológicos que indican un medio de plataforma afectada por tormentas.

El espesor del Culm es muy importante pero resulta imposible de precisar al desconocerse el techo y el muro. No obstante, de acuerdo con lo expresado por MIRA et al. (1983) se puede considerar mayor de 3000 m. Esta gran potencia hace necesaria una gran subsidencia de la cuenca donde se depositó, y teniendo en cuenta la monotonía de la serie y el aparente corto período de tiempo en que se formó, implica que hubo una enorme cantidad de aportes.

Sobre la edad de estas rocas hay que señalar la escasez de restos fósiles que contienen, no sólo en la hoja de Fuencaliente sino en toda la región. TAMAIN (1972) cita la presencia de Achaecalamites, lo que indicaría una edad Viseiense-Namuriense. CASTELLO y ORVIZ (1974) encontraron moldes de braquiópodos y lamelibranquios mal conservados, entre los que se reconocía el género Posidomia, lo que indicaría una edad Viseiense indiferenciada.

2.4. Terciario - Cuaternario

2.4.1. Arcillas, arenas y gravas (26) (Rañas) Plioceno-Pleistoceno inf.

Durante el límite Plioceno-Cuaternario se produjo a escala regional un importante relleno de las zonas deprimidas por avalanchas de coluviones procedentes de las partes elevadas circundantes. Son las conocidas rañas que en la hoja de Fuencaliente aparecen bien representadas en la parte occidental del mapa, donde cubren una amplia extensión. Otros depósitos importantes se encuentran en el valle del río Pradillo y al pie de la Sierra Quintana.

Las rañas están formadas por conglomerados de cantos cuarcíticos con abundante matriz arenoso-argilítica de color pardo o rojizo. El tamaño de los cantos es muy variable, alcanzando dimensiones grandes que superan los 30 cm de porte. Normalmente están poco cementados, pero hacia la base son frecuentes las acumulaciones de cemento limonítico que los compactan. Este hecho es visible en los arroyos de Lamederos, de la Sierra y Peñarodrigo.

La forma de los cantos varía ligeramente de las zonas próximas a los relieves hacia las zonas más alejadas. Así, en las rañas que rodean Fuencaliente y en La Garganta, los cantos tienen formas subangulosas o sub-redondeadas, mientras que en las proximidades del río Guadalmez los cantos están bastante redondeados. Así mismo, en las zonas proximales apenas se reconoce una ordenación, mientras que en las zonas externas se reconoce al menos una estructuración en capas.

El espesor de la raña no supera los 40 m y se puede considerar como depósitos de tipo "debris-flow", formados en abanicos aluviales.

2.4.2. Canchales y pedrizas (derrubios de ladera) (27). Pleistoceno

Los grandes relieves cuarcíticos originan importantes cantidades de derrubios de ladera que en forma de canchales y pedrizas cubren extensas áreas. Están formados por acumulaciones, sin clasificación, de fragmentos anguloso de cuarcitas. Presentan una gran heterometría que va desde tamaño bloque en las partes altas, a tamaño grava en las partes más distales. Contienen poca matriz arenosa y es frecuente que en superficie esté ausente.

Los espesores que alcanzan estos depósitos son pequeños, (raro es que superen los 10 m), pero dificultan enormemente la observación de las rocas que cubren.

2.4.3. Derrubios recientes (deslizamientos) (28). Holoceno

Se asocian, como los anteriores, a los grandes relieves cuarcíticos y tienen la misma composición que ellos. Conservan la morfología de un deslizamiento con una incisión en la cabecera del mismo y una forma lobulada en su extremo inferior.

2.4.4. Arenas y gravas (depósitos aluviales) (29). Holoceno

La red hidrográfica que discurre por la hoja de Fuencaliente aparece encajada y tiene un carácter esencialmente erosivo. Por ello, los sedimentos fluviales son escasos y se reducen a acumulaciones locales por crecidas repentinas en los ríos Montoro, Valmayor y Guadalmez, siendo los de éste último los únicos que tienen una cierta importancia.

El río Guadalmez presenta un curso anastomosado, dando acumulaciones de arenas y gravas en depósitos de barras entre canales y de "point bar" en zonas interiores de algunas curvas. Alcanzan un espesor muy reducido, entre 3 y 10 m, siendo normal ver las rocas del substrato en el fondo del cauce.

2.4.5. Conos de deyección (30). Holoceno

Asociados a los relieves más importantes de la hoja, y en la zona de entronque de los mismos con los relieves más deprimidos, se desarrollan pequeños conos de deyección. En la Hoja se han localizados dos pequeños cuerpos, uno en la ladera O del Cerro Abulagoso y otro al SE de la Morra del Puerto.

La edad de estos depósitos, así como la de los derrubios recientes (28) y los depósitos fluviales (29) es Holoceno.

3. TECTÓNICA

El conjunto sedimentario Precámbrico-Paleozoico reconocido ha sido afectado por varias etapas deformativas. La principal de ellas es de edad hercínica, la cual afecta de forma generalizada a toda la zona y da lugar a la estructuración geológica generada en el área.

Anterior a esta etapa principal se reconoce otra infraordovícica que afecta a todos los materiales precámbricos y cuyo principal reflejo es la discordancia angular con el Paleozoico suprayacente.

3.1. TECTÓNICA INFRA-ORDOVÍCICA

Aunque la discordancia Ordovícico-Precámbrico no es visible en ningún punto de la hoja de Fuencaliente, es evidente una verticalización generalizada y frecuentes variaciones de rumbo de la serie precámbrica, hechos que chocan con los buzamientos más suaves y direcciones constantes de la serie paleozoica.

La deformación infra-Ordovícica resulta difícil de estudiar ante la falta de estructuras tectónicas reconocibles y la ausencia de esquistosidad asociada. Efectivamente, en las cuatro áreas donde las rocas precámbricas afloran no se han reconocido restos de una esquistosidad anterior a la hercínica (S_1), la cual mantiene siempre una dirección muy constante ONO-ESE. No obstante, es apreciable en todos los afloramientos que la lineación de intersección (I_1) entre los planos de esquistosidad (S_1) y los de estratificación (S_0), tienen como tónica general pliegues muy fuertes. De igual manera, los pliegues hercínicos que afectan a estas rocas suelen presentar casi siempre ejes subverticales, lo que indica que los materiales precámbricos estaban basculados respecto a los paleozoicos, con anterioridad a los procesos deformacionales hercínicos.

Realizando el análisis en la falsilla estereográfica de los elementos estructurales principales en las rocas precámbricas S_1 , S_0 y I_1 , se obtienen interesantes conclusiones. El estereograma de polos de los planos de estratificación muestra una clara concentración de polos en el cuadrante SO, más intensa hacia el borde del estereograma, lo que indica un marcado predominio de los buzamientos fuertes. La proyección de los polos de los planos de esquistosidad muestra una gran regularidad en cuanto a la dirección y buzamiento, apareciendo los puntos en una zona muy limitada del cuadrante SO de la falsilla, lo que refleja que la esquistosidad hercínica no ha sufrido variaciones significativas una vez formada.

Especialmente llamativo es el estereograma de las lineaciones de intersección I_1 , donde se puede apreciar que estas se distribuyen según un semicírculo mayor que es coincidente con el plano general de esquistosidad. Es decir que las lineaciones L_1 , están contenidas en el plano de esquistosidad, lo cual es una prueba categórica de que la esquistosidad se sobreimpone a una serie ya plegada.

La edad de esta deformación no se puede precisar en los límites de la zona cartografiada, pero extrapolando al contexto regional se puede situar en el tiempo con cierta precisión.

Sobre las rocas precámbricas equivalentes a las que afloran en la hoja de Fuencaliente, se sitúa en los anticlinales de Abenójar, Tirteafuera y Alcudia una serie detrítico-carbonatada datada como Vendiense (LIÑAN, 1981; AMOR y ORTEGA, 1983; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO; 1983). Esta serie se apoya en discordancia angular sobre las rocas turbidíticas y por lo tanto, admitiendo una edad Rifeense para la serie reconocida, la deformación tuvo que ocurrir al final de dicho período o a principios del Vendiense (ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO, 1983; LORENZO y SOLE, 1988; PALERO, in prep).

La falta de niveles guía en la serie precámbrica impide la reconstrucción de la estructura pre-ordovícica. No obstante, la distribución estadística de las direcciones de los planos de estratificación señala un rumbo predominante NO-SE, que debe ser reflejo de la estructura originaria.

Posteriormente a ésta deformación precámbrica, existen movimientos infraordovícicos registrados en otros puntos de la región, pero que en la Hoja de Fuencaliente no han quedado reflejados ante la falta de sedimentos Vendienses y Cámbricos (ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO, 1983; ORTEGA et al., 1988; PALERO, in prep; etc.).

3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA

Finalizada la sedimentación del Carbonífero Inferior se produce la principal orogénesis en la región, que en la Hoja de Fuencaliente se manifiesta en dos fases tectónicas hercínicas y algunos movimientos posteriores poco importante.

La 1ª fase hercínica fue la principal y se produjo como consecuencia de un acortamiento de dirección aproximada N-S, que dió lugar a estructuras de aplastamiento de dirección general ONO-ESE. Esta fase afecta a toda la zona cartografiada y es la que origina los tres grandes pliegues que construyen la geología de la hoja, es decir, el sinclinal de Solana del Pino, el anticlinal de Sierra Madrona y el sinclinorio de los Pedroches.

Estas macroestructuras están cortadas por grandes falla de desgarre producidas en la segunda fase de deformación hercínica. Esta fase no actúa de forma generalizada en la hoja y es consecuencia de un acortamiento aproximadamente E-O. Las manifestaciones más importantes reconocidas son las fracturas de Fuencaliente, Valmayor y Hornilleros, y los pliegues cóncavos de la zona de La Garganta.

3.2.1. Primera fase hercínica

Las principales macroestructuras de la primera fase son los grandes pliegues cartográficos, cuya morfología está controlada por la potente y competente Cuarcita Armoricana, ya que sus características mecánicas hacen que sea la que da lugar a los pliegues de primer y segundo orden, amoldándose las demás formaciones a la geometría por ella generada.

A grandes rasgos son pliegues cilíndricos, isópacos con ejes subhorizontales y plano axial verticalizado. Los cierres periclinales se producen por inmersión del eje, debido a interferencias con la segunda fase o la unión de dos estructuras.

La geometría cilíndrica queda patente al realizar la proyección estereográfica de los planos de estratificación de las rocas paleozoicas. Los polos de estos planos se distribuyen formando un semicírculo mayor de la falsilla y con reparto más o menos simétrico en los cuadrantes NE y SO.

El sinclinal de Solana del Pino en la Hoja de Fuencaliente se presenta como una sucesión de Norte a Sur de sinclinal-anticlinal-sinclinal-anticlinal-sinclinal.

Esta serie de pliegues de 2º orden es bastante constante en toda la zona, pero la continuidad lateral se ve trastocada por fallas longitudinales y transversales. Dentro de esta macroestructura, el primer anticlinal de 2º orden muestra en la esquina NE del mapa (Cerro Cervigón), una clara geometría cómica. En su núcleo llega a aflorar la Cuarcita Armoricana y el eje muestra un fuerte cambio de plunge de un lado a otro del domo, pasando de 45º al Oeste en el extremo occidental, a 55º al SE en el extremo oriental. Este domo es muy probable que deba su origen inicialmente a la primera fase, pero seguramente su geometría ha sido exagerada posteriormente en el aplastamiento E-O de 2ª fase hercínica.

El anticlinal de Sierra Madrona es una estructura vergente al Sur, con el flanco norte con buzamientos suaves y el Sur bastante verticalizado. Aparece seccionado en dos partes por la falla de Fuencaliente. El sector oriental es el que ocupa los valles de Valmayor y Cereceda y finaliza hacia el Oeste por un brusco cabeceo del eje en la zona del cerro Abulagosó.

El sector occidental aparece con la charnela prácticamente desmantelada y el eje del anticlinal es aparentemente horizontal. Termina repentinamente en su parte occidental (zona de La Garganta), siendo esta su finalización también a escala regional. Este límite es complejo y de difícil interpretación a causa de los recubrimientos de rañas.

El sinclinorio de los Pedroches es una estructura muy compleja, cuya interpretación se complica ante la falta de niveles guía en el Culm. Como se comentó anteriormente, la formación carbonífera muestra una polaridad generalizada tanto tectónica como sedimentaria hacia el Norte, que choca con la del Paleozoico Inferior. Por ello, el sinclinorio puede definirse como un gran sinclinal donde la charnela está ausente por el movimiento de un gran accidente a lo largo de la estructura y aproximadamente paralelo al contacto Paleozoico-Culm. Resultado de todo ello es el choque de una serie monoclinial hacia el sur en lo que sería el flanco septentrional del sinclinorio, formada por las rocas paleozoicas, y otra serie monoclinial hacia el Norte formada por el Culm en el flanco meridional.

Las estructuras de tamaño decamétrico generadas por la primera fase hercínica son exclusivamente pliegues. Se encuentran desarrolladas en todas las formaciones y se localizan principalmente en los núcleos de los grandes sinclinales.

La morfología de estos pliegues es función directa de la litología del conjunto rocoso aplastado. Así, las formaciones competentes dan pliegues de gran longitud de onda y amplitud similares a los macropliegues, aunque son algo más pequeños. Por contra, las formaciones poco competentes generan pliegues de morfología variable, desde sinusoides

con gran longitud de onda y corta amplitud, a otras donde ocurre lo contrario y dibujan pliegues apretados. Normalmente estos últimos aparecen localizados en los núcleos sinclinales, mientras que los primeros aparecen en flancos y zonas tendidas de las macroestructuras.

La estructura menor más significativa que genera la primera fase hercínica es la esquistosidad S1, la cual está generalizada en todo el mapa. La formación de una fábrica planar en las rocas de la zona es una característica propia de ésta fase tectónica, pudiéndose considerar como única en toda la región.

Se trata de una esquistosidad de plano axial, contemporánea con el desarrollo de los pliegues de 1ª fase, pudiéndose considerar como una "slaty cleavage" más desarrollada en los materiales pizarrosos que en los arenosos. En los paquetes ortocuarcíticos no llega a aparecer o, como mucho, se forma un diaclasado grosero en continuidad con los planos S1 de los estratos adyacentes.

Al microscopio se puede apreciar que los planos de esquistosidad se forman mediante una reorientación de los elementos planares existentes en las rocas, principalmente las placas de micas y la matriz sericítica. Entre granos de cuarzo se reconocen incipientes procesos de "pressure-solution" y en las rocas ricas en materia orgánica se produce una concentración de los materiales carbonosos a lo largo de dichos planos.

En resumen, se puede afirmar que la esquistosidad desarrollada no supone un importante aplastamiento de las rocas, ya que hay una ausencia casi total de procesos de recristalización, no tratándose de un fenómeno penetrativo.

Mención aparte merecen los pliegues menores hercínicos desarrollados en las rocas precámbricas, los cuales aparecen repartidos de forma irregular en los afloramientos de estas rocas.

La distribución espacial de estos pliegues menores no tiene un control claro. Es frecuente encontrar zonas muy replegadas que alternan con zonas poco deformadas, sin que aparentemente exista causa que lo justifique, tales como cambios litológicos o variaciones en la orientación de los planos de estratificación. No obstante, resulta evidente que las posiciones más favorables para su desarrollo se dan cuando los planos S-O. tienen una dirección pre-hercínica próxima a N-S.

3.2.2. Segunda fase hercínica

La segunda fase origina como principales macroestructuras dos sistemas de cizallas frágiles cuyos mayores exponentes son la falla de Fuenaliente, de componente levógira y dirección NO-SE, y las fallas de Hornilleros y Valmayor, de direcciones ENE y OSO y componente dextrógira. Estos sistemas conjugados de cizallas reflejan un acortamiento de dirección aproximada E-O.

La falla de Fuenaliente se presenta como una fractura bastante neta a excepción de su extremo meridional. Presenta además de la componente de desgarre un importante salto

en la vertical. La traslación longitudinal de la falla se puede estimar en unos 2 km y corta de forma oblicua a las estructuras de primera fase.

Resulta muy significativo que los ejes de los pliegues de 1ª fase a uno y otro lado de la falla presenten plunges opuestos. Así, en el bloque oriental el cabeceo de los ejes es acusadamente hacia el Oeste, mientras que en el occidental, aunque más suaves, los cabeceos son hacia el Este.

La falla de Hornilleros junto con la paralela de Valmayor, ocasiona la partición y repetición del flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona. Producen una deformación eminentemente frágil en las rocas paleozoicas, pero al entrar en las rocas precámbricas originan corredores de cizallamiento dúctiles-frágiles de componente dextrógira.

La traslación que originan ambas fallas se puede estimar en un kilómetro para cada una de ellas y muestran también salto en la vertical hundiendo el bloque septentrional, hecho que aumenta aparentemente la traslación.

La 2ª fase hercínica también ocasiona una deformación continua a escala regional, pero tiene mucha menor importancia. El hecho más generalizado son los cambios de cabeceo en los ejes de los pliegues de primera fase y de las lineaciones de intersección I1, así como interferencias de plegamientos en domos y cubetas como son el domo del Cerro Cervigón, la pseudo-cubeta de los arroyos Nueveveces-Herradero y la pseudo-cubeta del Cerro de Gila-Loma de La Parra. El propio anticlinal de Sierra Madrona en su parte oriental, con su finalización en la hoja de Solana del Pino, presenta una estructura de morfología cómica.

Esta etapa tectónica constituye un claro ejemplo a escala regional de deformación heterogénea, la cual se resuelve a favor de corredores de dirección NO-SE. El mejor reflejo de estos "pasillos deformativos" son unos claros lineamientos con esa dirección apreciables en imagen de satélite, uno de los cuales atraviesa la hoja casi en diagonal y cuya principal representación en el campo es la citada falla de Fuenaliente. La deformación de estos corredores parece ser consecuencia de un aplastamiento generalizado de dirección E-O.

Admitiendo esta hipótesis, se puede pensar que la deformación ocasionada por la segunda fase habría sido asimilada por un cizallamiento simple, sin que hubiera existido un aplastamiento importante capaz de originar una reducción sensible de volumen en el sentido de RAMSAY (1980). Este hecho queda reflejado en la falta generalizada de un plegamiento importante asociado al cizallamiento, limitándose este al desarrollo de figuras de interferencia suaves y de no muy numerosos pliegues menores.

3.2.3. Otros movimientos hercínicos y tardihercínicos

Se engloban en este punto una serie de movimientos tectónicos de poca importancia que son claramente post-esquistosidad. Resultan difíciles de situar en el tiempo y es casi imposible de establecer su sucesión en el tiempo.

Los más importantes son los procesos deformativos asociados con la intrusión del batolito de los Pedroches, los cuales aparecen limitados a su aureola. En estas zonas es frecuente la aparición de estructuras menores que distorsionan los planos de S1, desarrollándose pliegues de plano axial subhorizontal y crenulaciones subhorizontales. De igual manera, resulta frecuente encontrar pliegues reaplastados, de plano axial subvertical. Con estos pliegues se observan cizallas dúctiles longitudinales, subverticales, de no más de 25 cm de anchura y desplazamiento hacia el Sur. Una estructura muy característica de los movimientos tardihercínicos son los "kink-bands" de suave buzamiento. Aparecen formando dos sistemas conjugados que se desarrollan en los afloramientos del Culm y ocasionalmente en los Esquistos de Río, presentando tamaños milimétricos a métricos. Sus relaciones indican que se han formado como consecuencia de una compresión vertical que parece corresponder a una dirección regional, poco importante, posterior a la compresión de las fases orogénicas hercínicas.

En algunos afloramientos de los Esquistos de Río se han apreciado crenulaciones y una esquistosidad de fractura subhorizontal. El desarrollo de estos planos debe ser contemporáneo al de los "kink-bands", ya que deben haber sido producidos por la misma compresión vertical.

Fallas

La manifestación más notable de los movimientos tardihercínicos es una intensa fracturación originada por una nueva compresión N-S. La deformación originada es esencialmente frágil y se desarrolló sobre todo en las formaciones cuarcíticas. Los sistemas de fracturas ocasionados son:

N-S

NO-SE, cizallas dextrógiras

NE-SO, cizallas levógiras

Estas fracturas aparecen a todas las escalas y afectan a toda la región. Su importancia es variable, encontrándose desde fallas que apenas causan desplazamientos a otras que dan lugar a movimientos laterales de orden kilométrico.

3.3. NEOTECTÓNICA

El único marcador neotectónico bien conservado en ésta hoja es la raña. A partir del correspondiente mapa de isohipsas se deducen dos accidentes. Uno de ellos se sitúa en el piedemonte meridional de la Sierra de la Garganta. Se trata de una posible falla normal de dirección NO-SE que hunde a la raña hasta casi 30 m hacia el Norte y que queda reflejada en el paisaje como una brusca inflexión de la superficie morfogenética de los glaciares de la raña, así como por diversas anomalías geomorfológicas lineales.

El otro accidente se localiza en el valle del río Pradillo, coincidiendo con su borde oriental. Tiene una dirección NNO-SSE y desnivela a la raña, que adquiere cotas anómalas con respecto a sus homólogos del borde oriental del valle. Dicho accidente, que desarrolla unas espectaculares facetas triangulares y unos depósitos coluvionares muy groseros, corresponde a una falla normal con hundimiento hacia el Este. Coincidiendo con su traza aparece una fuente termal (32°C) al Sur de Fuencaliente.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas que aparecen en la Hoja, en su tercio suroccidental, pertenecen en su totalidad al Batolito de Los Pedroches. Afloran rocas pertenecientes a las tres unidades principales que se pueden establecer en el batolito:

- Granodiorita de Pedroches: unidad que tiene una mayor superficie de afloramiento. Comprende los siguientes grupos y tipos de rocas:

- Grupo granodiorítico (1). Comprende las siguientes facies:

- Granodiorita común.

- Facies adamellítica.

- Microgranodiorita porfídica poikilítica

- Diques granodioríticos (2)

- Grupo Granítico-Adamellítico: representado por el plutón granítico de Mogábar y por el plutón granítico-adamellítico más complejo de Cardeña-Virgen de la Cabeza. De todas formas, en ambos casos, solamente aflora en esta Hoja la facies denominada:

- Granito biotítico-cordierítico porfídico de grano grueso (3).

- complejo de diques: (4,5,6,7,8 y 9) que cortan a las unidades anteriores

4.1.1. Granodiorita de Los Pedroches

4.1.1.1. Grupo granodiorítico (1)

Su contacto con los materiales encajantes carboníferos es intrusivo y está retocado por fracturas de dirección aproximada E-O (las más antiguas) y N20°E a N40°E (las más modernas). En sus proximidades son muy frecuentes las venas granodioríticas que penetran en el carbonífero a favor de los planos de estratificación, y que están acompañadas por otras de cuarzo o pegmatitas muy ricas en turmalina. En algunos tramos del contacto se desarrolla en la granodiorita una banda de deformación, relacionada con el emplazamiento, que puede tener unos 100 m de anchura; se caracteriza por el desarrollo de una foliación muy penetrativa paralela al contacto, definida por la orientación de las láminas de biotita y, frecuentemente también por la de los enclaves; en el borde más externo de esta banda se reconocen estructuras típicas de deformación por cizalla dúctil. Este hecho se reconoce con facilidad al N de Conquista.

Al N del contacto del batolito existen dos apófisis: una granodiorítica en la zona de la mina Marijuana, y otra que corresponde a un dique granodiorítico situado al N de Conquista.

A escala macroscópica es una roca generalmente equigranular, de tamaño de grano medio, compacta, de color gris y con abundante biotita. A veces tiene una ligera tendencia porfídica, casos en los que los fenocristales de plagioclasa pueden llegar a medir hasta 2 cm., cuando lo habitual es que no pasen de 0,7 cm. Junto a esos cristales idiomorfos de plagioclasa destacan unas placas hexagonales de biotita de tamaño próximo a 0,5 cm.

Su gran homogeneidad textural sólo se ve trastocada por la escasa presencia de schlieren biotíticos, y por la existencia de unas estrechas bandas de deformación cataclástica en donde la roca adquiere tonos rosados o verdosos (zonas episieníticas) a la vez que sufre alteraciones mineralógicas notables.

Pero quizá la característica más llamativa de esta roca es la gran cantidad de enclaves que incluye.

Al microscopio su textura es granuda, hipiomorfa, de tamaño de grano medio. Sus minerales esenciales son: plagioclasa (andesina-oligoclasa), cuarzo, feldespato potásico y biotita. como minerales accesorios están presentes: anfíbol, en un gran número de muestras; apatito, circón, opacos, esfena y, más raramente, allanita y turmalina. Son minerales secundarios: sericita, moscovita, epidota, clorita, esfena, rutilo sagenítico, leucoxeno, óxidos de hierro, talco y carbonatos.

La mayor parte del cuarzo es intersticial y xenomorfo. Se dispone, junto con el feldespato potásico, entre los cristales de plagioclasa y biotita.

La plagioclasa es el componente principal de la roca. Aparece con forma de pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos, sin zonar, incluidos en plagioclasas mayores o feldespato potásico, y de manera principal, como cristales idiomorfos a subidiomorfos frecuentemente tabulares, que crecen aislados o en sineusis, maclados según las leyes de la albita, albita-karlsbad y albita periclina, zonados de forma oscilante en un primer tramo y luego de forma directa hasta el borde, y que algunas veces son poikilíticos e incluyen pequeñas biotitas y anfíboles. Su composición oscila entre An17 en los bordes y An40 en los núcleos.

La sustitución de plagioclasa por feldespato potásico, más acusada en las proximidades de los diques riolíticos y bandas cataclásticas, se lleva a cabo a través de venillas irregulares y puede llegar a afectar a todo un cristal, ó solo a una parte de él.

Como productos de alteración de la plagioclasa se originan sericita, epidota, carbonatos, y más raramente, moscovita.

El feldespato potásico es un mineral tardío en la secuencia de cristalización. Se trata de ortosa peritítica que forma cristales intersticiales, o poikilíticos. En algunos casos llega a ser un mineral accesorio en la roca. Se han observado procesos de microclinización tardía en zonas próximas al enjambre de diques riolíticos. Corroe en algunas ocasiones al anfíbol, y también aparece como producto de la desestabilización de la biotita o rellenando fracturas tardías junto a clorita vermicular y epidota.

La biotita es el máfico principal de la roca. Forma cristales grandes, idiomorfos o subidiomorfos que pueden aparecer aislados o rodeados de otros más pequeños; también formando nódulos de cristales estrechos, algo alargados y entrecruzados; siempre con un pleocroismo rojo-marrón intenso. Suele incluir apatito y circón. Su alteración puede llegar a ser total, formándose como subproductos: clorita, esfena, feldespatos potásico, rutilo sagenítico, leucoxeno y opacos.

El anfíbol monoclinico aparece en forma de cristales idiomorfos de tamaño medio que crecen aislados, o formando nódulos de cristales pequeños idiomorfos, a veces junto a biotita o blindados por ella, cuya textura recuerda o es granoblástica. Su pleocroismo es verde claro- marrón claro o verde casi incoloro- marrón. Frecuentemente están maclados. En ocasiones se puede comprobar cómo un cristal mayor está pseudomorfizado por otros menores, lo que lleva a pensar que la mayor parte del anfíbol que ahora existe sea tremolita que está sustituyendo a una antigua hornblenda o a un antiguo piroxeno.

La biotita lo sustituye a partir de los bordes núcleo, o planos de exfoliación, y puede ser corrido por cuarzo y feldespatos potásico. Ocasionalmente, incluye biotitas de forma poikilítica.

El apatito, muy frecuente, muestra dos hábitos: uno de fuerte tendencia acicular y otro más equidimensional. La allanita tiene presencia esporádica y suele estar zonada o con estructura metamicta. El circón, a veces presenta ejemplares muy grandes y zonados. La turmalina es frecuente en las proximidades del encajante. La esfena primaria es muy escasa.

En tránsito gradual o neto con la facies común antes descrita existe, localmente, una facies adamellítica que casi siempre aflora regionalmente y en el caso de esta Hoja, en relación con schlierens biotíticos. En este caso, sus afloramientos no tienen entidad cartografiable, al contrario de lo que ocurre en la vecina Hoja de Pozoblanco, donde se han cartografiado como Leucogranodioritas.

Las diferencias de ésta roca con la granodiorita común son: el tener un contenido modal de feldespatos potásico mayor, y tenerlo menor de biotita. Sin embargo, la biotita de las dos rocas es similar en morfología, inclusiones, pleocroismo, etc, y las plagioclasas son similares también en forma, tipo de zonación, composición, etc., lo que ha llevado a interpretarla como correspondiente a una zona de cúpulas o restos más evolucionados del magma granodiorítico.

Las zonas episeníticas forman alineaciones a las que se les suponen longitudes hectométricas (no hay afloramientos que permitan establecer claramente su continuidad) y anchuras decamétricas; otras veces lo ocupan unos centímetros alrededor de alguna banda cataclástica, con los que parecen estar relacionadas. Macroscópicamente se caracterizan por producir en la granodiorita un cambio de color: pasa a ser rosada, o verdosa en la banda cataclástica.

Petrográficamente muestran una o varias de estas características: microclinización y descalcificación de plagioclasas, lo que da lugar a la formación de epidota y calcita;

clorización de la biotita y aparición de clorita vermicular; pérdida de cuarzo (a veces total).

El incremento modal de feldespato potásico nunca llega a ser tan importante como para que la roca sea una sienita, a pesar de lo cual se mantiene el nombre de "episenitas" para estas rocas, puesto que éste es el nombre utilizado para rocas similares en otros macizos (SHERMERHORN, 1956; DPTO. PETROLOGIA-UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, 1980; BELLIDO et al., 1981).

Estos tipos de alteraciones están relacionadas con la fracturación del batolito en épocas muy tardías con relación al momento de su emplazamiento y consolidación.

Bajo el nombre de Microgranodiorita porfídica se engloban, regionalmente, un grupo de rocas de composición entre tonalítica y granodiorítica (principalmente esta última) que están íntimamente relacionadas entre sí y con la Granodiorita de Los Pedroches.

Aparecen siempre dentro de la granodiorita y pueden ser de entidad cartografiable (ver Hoja de Pozoblanco) o no, como es el caso de esta Hoja. Aquí solo se ha observado un afloramiento de mayores dimensiones que consiste en dos grandes enclaves de dimensiones métricas que tienen a su alrededor otros más pequeños que se van diseminando en la granodiorita y alcanzando el típico tamaño de los enclaves microgranudos. Además también aparecen como enclaves normales en toda la masa granodiorítica.

Son rocas microgranudas que pueden ser o no porfídicas, cuyos contactos con la granodiorita pueden ser bruscos o graduales, incluso con tránsitos intermedios entre las dos rocas, y suelen tener formas alabeadas o lobuladas. Estos enclaves pueden tener otros en su interior, que son más oscuros, de grano más fino y de composición más básica que aquél en el que están incluidos.

Petrográficamente estos enclaves son microtonalíticos a microgranodioríticos: fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita están rodeados de una matriz de los mismos minerales, más feldespato potásico que, cuando está presente, tiene estructura poikilítica. Existen nódulos de pequeñas biotitas entrecruzadas que son comunes en la granodiorita, y las plagioclasas son también similares a las de la granodiorita. El anfíbol es accesorio cuando existe, y el apatito es muy abundante y con una tendencia acicular muy fuerte. Se distinguen dos etapas de cristalización: 1) fenocristales idiomorfos de andesina y biotita y 2) cristalización de feldespato potásico y cuarzo poikilíticos.

Las relaciones entre la microgranodiorita porfídica y la granodiorita de Los Pedroches han sido analizadas recientemente por FERNANDEZ et al., (1994) quienes concluyen que ha existido un proceso de mezcla de magmas (mingling), y que la microgranodiorita porfídica, desde su polo tonalítico a su polo granodiorítico, representaría distintos estadios a lo largo de este proceso.

4.1.1.2. Diques granodioríticos (2)

Se trata de un grupo de diques que afloran en el sector O de la masa granodiorítica con una dirección aproximada N-S, y otro que aflora solamente cortando el encajante al N de Conquista y tiene una dirección aproximada N120°E. Sus buzamientos son subverticales, tienen longitudes kilométricas y potencias entre 10 m y 30 m.

Macroscópicamente presentan una zonación transversal con un borde porfídico con matriz afanítica, y una zona central porfídica con matriz granuda de tamaño fino a medio. Tienen color gris, más oscuro en los bordes que en el centro. Estas variaciones texturales son debidas al rápido enfriamiento de los bordes del dique con respecto a su interior.

Petrográficamente se caracterizan por tener una textura porfídica con matriz microgranuda o granofídica: fenocristales de andesina, biotita, cuarzo con golfos de corrosión y raramente anfíbol o feldespato potásico, están rodeados por una matriz de los mismos componentes. Esta mineralogía es similar en cantidad y cualidad a la de la granodiorita, de la que son un equivalente subvolcánico.

4.1.1.3. Enclaves

Como ya se ha explicado, la abundancia de enclaves es una de las características de la Granodiorita de Los Pedroches.

Los xenolitos tienden a concentrarse en el borde del batolito, suelen tener formas rectangulares o irregulares angulosas y su tamaño varía entre centi y decimétrico; su contacto con la roca que los engloba es neto y, en ocasiones, conservan la esquistosidad regional y estructuras sedimentarias, mientras que otras veces están parcialmente asimilados. En las proximidades del contacto en el extremo S-E. del mismo, existe un megaenclave de dimensiones cartografiables. Pueden formar dobles enclaves al estar incluidos dentro de un microgranudo incluido en la granodiorita, o ser compartido por ambas. Petrográficamente son similares a las rocas de metamorfismo de contacto, y se caracterizan por un enriquecimiento en biotita y por la presencia de silicatos aluminicos.

Tienen texturas granoblásticas o granolepidoblásticas con un mosaico equi a inequigranular de cuarzo, biotita y plagioclasa, y la presencia casi constante de cordierita y/o andalucita; ocasionalmente aparecen espinela verde, corindón y diásporo.

Con respecto a los enclaves microgranudos hay que resaltar que en ésta Hoja, a diferencia de lo que ocurre en el resto del batolito, su distribución no es homogénea: a pesar que, como ocurre en las demás zonas, están siempre presentes, aquí hay un sector en el que se produce una inusual concentración de ellos. Se trata de todo el sector comprendido entre el borde N y Venta de Azuel por el S, y el borde E y el meridiano del Cerro del Pinguillo. En toda ésta zona existen áreas en que los enclaves constituyen hasta el 60% de los afloramientos.

Puesto que los más abundantes, los de composición microgranodiorítica-tonalítica ya han sido descritos al referirnos a la Microgranodiorita, en éste capítulo sólo se hará referencia a un segundo grupo de enclaves microgranudos denominados gabroideos o básicos.

Se caracterizan por la presencia masiva de nódulos de biotita, de anfíbol, y/o de biotita-anfíbol; por su textura intergranular con tendencia subofítica; por las formas esqueléticas de los anfíboles, y por la presencia de piroxenos casi siempre sustituidos por anfíbol. La plagioclasa, en general, bordea los cristales de esfena situados generalmente en los bordes de los cristales de anfíbol. Genéticamente estos enclaves básicos podrían corresponder a segregaciones magmáticas básicas, o ser restos de magmas básicos primitivos.

4.1.2. Granitos porfídicos de Cardeña y Mogábar (3)

Dentro de ésa Hoja afloran pequeñas partes de dos plutones pertenecientes a este grupo: el de Mogábar y el de Cardeña-Virgen de la Cabeza, que se extienden de forma principal en las Hojas de Pozoblanco, el primero, y en las de Cardeña y la Virgen de la Cabeza, el segundo.

Constituyen parte de una alineación de plutones graníticos que forma un cierto ángulo (5°) con la alineación granodiorítica, y que están compuestos por rocas similares: granito biotítico-cordierítico porfídico de grano grueso y medio, leucogranito cordierítico de tendencia pelítica, y microadamellita porfídica poikilitica.

En ambos casos su contacto con la granodiorita es intrusivo y puede estar sellado por aplitas paralelas a él (P. Cardeña); el plutón de Mogábar también es intrusivo sobre los materiales carboníferos.

Las partes de ambos que entran en la Hoja están formadas exclusivamente por la facies de granito biotítico-cordierítico porfídico de grano grueso.

4.1.2.1. *Granito biotítico-cordierítico porfídico (3)*

A escala macroscópica es una roca gris claro o amarillenta (en función del grado de alteración), de tamaño de grano grueso, inequigranular, y marcado carácter porfídico debido a la presencia de megacrystales de feldespato potásico y fenocristales de cuarzo y plagioclasa. La distribución de esos megacrystales no es homogénea, sino que en unas zonas se dan grandes concentraciones de ellos, mientras que en otras su presencia es más esporádica, sin que por ello decrezca el tamaño de grano de la matriz; suelen estar orientados según la dirección del eje largo del plutón (N-140°E, N-120°E), si bien existen unas direcciones de orientación secundarias (N-20°E, N-40°E, N-170°E) que coinciden con las de algunos sistemas de diques lo cortan.

Al microscopio presenta una textura granuda porfídica. Sus minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, oligoclasa y biotita; accesorios: cordierita, andalucita, apatito, circón y opacos; un secundario importante es la moscovita.

El cuarzo es el componente principal de la roca. Está formando grandes agregados globosos de cristales subidiomorfos o cristales intersticiales xenomorfos de distintos tamaños.

La plagioclasa forma cristales grandes, idiomorfos, de hábito tabular, maclados según la ley de la albita, que pueden llegar a ser fenocristales de 2,5 cm. Están zonados de manera normal, aunque de forma menos marcada y compleja que en la granodiorita. Los núcleos tienen una composición An 28-32 y los bordes An 12-15.

El feldespató potásico forma grandes cristales (2-7 cm) generalmente perfiticos y poikilíticos, de hábito subidiomorfo, maclados según la ley de Karlsbad. En ocasiones, la ortosa ha sido microclinizada. Las inclusiones se disponen formando estructuras "frasil", es decir, orientadas según los planos (001) y (010), característica que ha sido interpretada como evidente señal de cristalización en condiciones magmáticas (FRASIL, 1954; HIBBARD, 1965; SHERMERHORN, 1956; GAUTHIER, 1973); este hecho, junto a la observación de que en donde se ve una clara orientación de megacristales no existe en la roca señal alguna de deformación tectónica, lo que implicaría que esa estructura ha sido adquirida en un medio ígneo, y a la presencia en los diques ácidos de esos megacristales corroídos a veces por la matriz pero nunca incluyéndola, apoya la evidencia de un origen precoz para los megacristales de feldespató potásico. Se altera a moscovita.

La biotita, escasa, se presenta generalmente en cristales idiomorfos de pleocroismo marrón-rojizo muy acusado, y es el esencial de menor tamaño. A veces forma agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño. Tiene gran cantidad de inclusiones de accesorios primarios. Los principales procesos de alteración en este mineral son cloritización, baneritización (originando biotita verde) y moscovitización nunca completa.

La cordierita constituye cristales prismáticos de tamaño variable. Su distribución en el plutón es homogénea, y no se puede relacionar su existencia ni con los bordes ni con el contacto con el encajante, por lo que se descarta su procedencia como producto de asimilación del mismo. Los cristales incluidos en biotita son sistemáticamente menores que los incluidos en plagioclasa, y éstos que los incluidos en cuarzo, y nunca se ha observado asociada a otros minerales de una posible paragénesis metamórfica original o sobrevenida (fibrolita...). Por todo ello es lógico pensar que su cristalización es de origen magmático. Casi siempre está pseudomorfizada por agregados pinníticos-moscovíticos.

La andalucita, más escasa que la cordierita, aparece como restos de cristales idiomorfos en proceso de destrucción, rodeados de pajuelas de moscovita o incluida en placas mayores de ese mineral junto con cuarzo, lo que hace estimar que en su proporción original debió ser mayor de la que ahora se puede reconocer, y que las placas de moscovita con inclusiones de cuarzo representan antiguos cristales de andalucita.

La moscovita es secundaria y procede de la desestabilización de biotita, feldespató potásico, cordierita, andalucita y plagioclasa.

Las zonas episeníticas también afectan a esta facies y producen alteraciones similares a las descritas en la granodiorita.

4.1.2.2. *Enclaves*

Son muy escasos en el granito biotítico. Además de algún xenolito pueden aparecer enclaves microgranudos o porfídicos ácidos, en los que algún fenocristal de oligoclasa o biotita están rodeados de una matriz granítica con frecuentes intercrecimientos micrográficos, y moscovita secundaria; estas rocas representan autoenclaves. Por último, cabe citar la existencia de enclaves microtonalíticos, caracterizados por acumulación de biotita y relacionados con schlieren biotíticos.

4.1.3. Complejo de diques (4,5,6,7,8 y 9)

4.1.3.1. *Aplitas y pegmatitas (4)*

Se engloban en el mismo grupo porque ambas rocas forman parte de los mismos diques, si bien la representación pegmatítica es realmente escasa.

Su localización principal es en el borde del granito biotítico porfídico, al que están sellando, y del que engloban algunos trozos.

La mineralogía de las pegmatitas es muy simple, pues se reduce a cuarzo, feldespato potásico y turmalina.

Las aplitas están formadas esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y albita, con cantidades menores de biotita y turmalina; la cordierita tiene presencia esporádica, al igual que la esfena; la moscovita es secundaria o rellena fracturas creciendo de forma radial (hidrotermal). Existen unos agregados de moscovita y clorita que por su forma sugieren que están reemplazando a un mineral anterior (¿granate?). La turmalina sustituye a los feldespatos, y pueden darse concentraciones de ella, en cuyo caso crece en forma de "flores".

4.1.3.2. *Diques micrograníticos (5)*

En cartografía se ha diferenciado un único dique de este tipo, que corta al plutón de Cardeña y que tiene la misma dirección que los diques riolíticos y adamelíticos (7). Se observa en él una cierta zonación, de forma que en los bordes tiene un cierto carácter porfídico.

Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, ortosa microclinizada subidiomorfa, plagioclasa (oligoclasa), biotita y accesorios.

4.1.3.3. *Diabasas (6)*

Solamente se ha detectado un dique de este tipo, que está cortando y desplazando el contacto N del batolito 1 km al O de la mina Marijuana. Macroscópicamente es una roca granuda oscura, con colores de alteración rojo y verde.

Al microscopio su textura es intergranular a subofítica, formada por un entramado de andesina con piroxeno, anfíbol y biotita creciendo en los intersticios. Se detectan fenómenos de potasificaciones tardíos.

4.1.3.4. Pórfidos riolíticos y adamellíticos (7)

Constituyen un enjambre de diques de naturaleza ácida que se disponen subparalelos a la dirección del Batolito cortando a todos los grupos rocosos y también a su encajante. Su potencia varía entre 3 y 30 m, sus buzamientos son subverticales, y sus longitudes, kilométricas. Cuando atraviesan la granodiorita producen un relieve diferencial sobre ella muy típico, mientras que cuando atraviesan el granito suelen aflorar muy mal.

Casi siempre se observa en ellos una estructura zonada; los bordes, sin perder su carácter porfídico, tienen la matriz afanítica, mientras que en el centro la matriz es microgranuda. Sus colores de visu son rosados o amarillentos.

En los diques riolíticos la textura es porfídica con matriz afanítica en los bordes del dique; en ella se reconocen rasgos fluidales y estructuras esferulíticas; la matriz pasa a ser microgranuda muy fina en el centro del dique, y con frecuencia está desvitrificada.

Mineralógicamente están compuestos por fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión, de ortosa microclinizada subidiomorfa o redondeada, y de albita; en la matriz hay pequeños cristales de cuarzo, plagioclasa y los típicos minerales accesorios.

Los diques adamellíticos se diferencian de los riolíticos en que tienen más biotita, en este caso también como fenocristales; en la composición algo más básica de la plagioclasa (oligoclasa); y en la presencia de megacristales de feldespato potásico orientados paralelamente a los bordes de los diques, que pueden estar corroidos por la matriz, pero a la que nunca incluyen.

Comparando estos pórfidos con las unidades graníticas, los adamellíticos serían el equivalente del granito biotítico porfídico, mientras que los riolíticos serían un término más evolucionado.

4.1.3.5. Diques microdioríticos (8)

Cortando el contacto N del batolito, y afectando únicamente a la granodiorita, al igual que la diabasa, afloran algunos diques de composición microdiorítica a tonalítica cuya diferencia con los granodioríticos reside en la menor proporción de cuarzo y feldespato potásico (o su posible ausencia). Macroscópicamente son rocas de grano fino y de color muy oscuro. Al microscopio su textura es microgranuda y está formada por un entramado de plagioclasas y biotita (clorita) que recuerda muchas veces el aspecto de los lamprófidos. Esporádicamente puede haber algo de cuarzo y potasificaciones tardías.

4.1.3.6. Filones de cuarzo (9)

Cortando a todas las rocas del batolito anteriormente descritas y a los materiales encajantes aflora una gran cantidad de filones de cuarzo. Su dirección predominante oscila entre N-S y N40°E. Sólo en raras ocasiones tienen direcciones entre N140°E y N160°E, en cuyo caso suelen aprovechar, para intruirse, discontinuidades preexistentes (p.ej. diques ácidos). Sus longitudes suelen ser kilométricas, y sus potencias oscilan entre 50 cm y 10 a 15 m.

Su estructura suele ser: bordes de cuarzo amorfo y en su interior bandas brechoides y/o jaspeadas. En alguna ocasión el núcleo puede estar relleno de óxidos de hierro, carbonatos (calcita o barita) o sulfuros de plomo y zinc (p. ej. el filón Zumajo).

4.1.4. . Edad de las intrusiones

La cronología relativa de las intrusiones, deducida de la cartografía, es de más antigua a más moderna, la siguiente:

- Granodiorita de Los Pedroches- Diques granodioríticos- Plutones graníticos- Diques aplopegmatíticos- Diabasas- Diques riolíticos y adamelíticos- Diques de cuarzo

Recientemente ha sido datado el Plutón de El Guijo (FERNANDEZ RUIZ, et al. 1990), por el método Rb/Sr y se ha obtenido una edad de 300 ± 6 m.a. que corresponde al tránsito Westfaliense B-C.

Los datos obtenidos mediante el estudio de las relaciones entre el metamorfismo de contacto producido por la granodiorita de Los Pedroches y la deformación regional, ponen en evidencia que la intrusión de ésta se efectuó con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica en la zona, que está datada como post-Namuriense A superior (RODRIGUEZ PEVIDA et al., 1990).

Resumiendo, en el intervalo que existe entre, aproximadamente, 322 m.a. y 300 m.a. debe ocurrir la primera fase de deformación regional y, luego, la intrusión de la granodiorita de Los Pedroches y su cortejo filoniano.

4.1.5. Consideraciones geoquímicas

En esta Hoja se han tomado 21 muestras, 20 de ellas pertenecientes a la facies predominante en el Batolito de Los Pedroches (Granodioritas) y una única muestra en la facies que se distingue con la denominación de granito biotítico-porfídico.

En la Tabla 1, se presentan los resultados analíticos para el conjunto de 21 muestras.

En términos generales, de modo semejante a lo que sucede en Pedroches (El Viso), se observa una amplia variación de contenidos, lo que en definitiva es indicativo de una amplia representación de tipos litológicos.

Los diagramas de Harker presentan "trends" de diferenciación muy claros. Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Na_2O , disminuyen con el incremento en SiO_2 y K_2O aumenta.

Son por otra parte diagramas muy semejantes a los de El Viso, con un matiz, y es que en estos se da una mayor continuidad en los "trends" de diferenciación.

Tanto el diagrama DL, como el AFM sitúan en la opción de mayor diferenciación, a la muestra distinguida como granito biotítico-porfídico, que no obstante esta denominación, se proyecta en el dominio de moscovita.

Las muestras restantes proyectadas en el diagrama de Debon Le Fort, presentan un amplio rango composicional desde granitos de dos micas a granodioritas, pasando por adamellitas y granitos monzonfíticos.

4.2. METAMORFISMO

4.2.1. Metamorfismo Regional

El metamorfismo regional que afecta a toda la parte meridional de la Zona Centroibérica es de edad Hercínica y de muy bajo grado, pudiéndose calificar como un anquimetamorfismo (LEAL et al., 1976). Los procesos de recristalización en las rocas sedimentarias son incipientes y tan sólo se han localizado algunas cloritas que pueden considerarse como de neoformación.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

La intrusión del granito de Los Pedroches produce una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales del Culm, cuya extensión media es de aproximadamente 1 km. Da lugar a corneanas y pizarras mosqueadas en facies hornbléndica y de albita-epidota.

Las paragénesis reconocidas son:

- moscovita-clorita
- moscovita-biotita
- moscovita-biotita-andalucita

La andalucita aparece en cristales o agregados xenoblásticos. Las micas crecen en general de forma milimétrica según la So original. El cuarzo está recristalizado o en agregados granoblásticos sólo o asociados con andalucita.

Litología	Granodiorita facies común												Enclaves microtonalíticos porfídicos		1	2	3	4		
	9003	9035	9037	9039	9044	9045	9047	9048	9052	9053	9055	9057	9036	9038	9054	9056	9042	9043	9050	9046
Muestra Número	9003	9035	9037	9039	9044	9045	9047	9048	9052	9053	9055	9057	9036	9038	9054	9056	9042	9043	9050	9046
Coord X	367973	368795	368621	367789	371676	372072	374579	376356	381145	386123	385480	383473	368800	368621	385573	383473	368238	369096	377198	373270
UTM Y	4252126	4251326	4248547	4247198	4247198	4248726	4250231	4248726	4245992	4245187	4244132	4247205	4251335	4248569	4244834	4247206	4246076	4245404	4247340	4249636
(%)																				
SiO ₂	65.60	65.00	67.20	67.32	67.10	65.78	65.80	66.17	64.78	65.67	65.80	61.78	57.50	60.30	63.20	61.70	71.88	71.50	71.13	68.10
TiO ₂	0.58	0.64	0.45	0.51	0.51	0.58	0.57	0.56	0.64	0.57	0.59	0.73	7.50	0.99	0.71	0.79	0.10	0.34	0.44	0.54
Al ₂ O ₃	16.30	16.80	15.90	16.20	15.70	16.20	16.40	16.10	16.80	16.40	16.90	16.80	1.00	18.10	16.20	17.80	15.90	14.50	14.70	16.90
FeO(T)	3.71	4.08	3.03	3.19	3.31	3.51	3.54	3.55	4.02	3.59	3.55	5.37	17.70	5.19	4.30	5.08	2.19	2.68	2.86	3.34
MnO	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.09	6.27	0.08	0.06	0.08	0.03	0.04	0.04	0.06
MgO	2.16	2.48	1.72	1.88	2.09	2.28	2.08	2.15	2.50	2.06	2.09	4.09	0.11	3.16	3.53	3.48	0.44	0.66	0.68	1.80
CaO	3.46	3.76	2.90	2.93	1.96	3.09	3.31	3.08	3.65	3.35	3.28	3.68	3.90	4.17	4.25	3.98	0.51	1.30	1.89	2.65
Na ₂ O	3.07	3.16	3.27	3.13	3.05	3.08	3.06	2.98	3.20	2.99	3.04	2.55	4.85	3.66	3.23	2.60	2.09	2.93	2.76	3.29
K ₂ O	3.06	2.88	3.60	3.28	3.70	3.34	3.17	3.42	2.85	3.13	2.97	2.99	3.65	2.35	2.54	2.96	4.30	3.99	4.18	3.19
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.15	0.20	0.20	0.19	0.18	0.19	0.20	0.17	0.18	0.13	2.69	0.28	0.20	0.17	0.25	0.16	0.12	0.21
H ₂ O	0.01	0.06	0.01	0.01	0.70	0.10	0.32	0.16	0.01	0.12	0.01	0.01	0.21	0.01	0.18	0.01	0.90	0.33	0.17	0.08
TOTAL	98.19	99.12	98.28	98.70	98.38	98.20	98.49	98.26	98.70	97.99	98.46	98.52	98.10	98.29	98.40	98.65	98.59	98.43	98.97	98.16
(ppm)																				
Rg	150	160	190	180	190	180	150	170	150	170	150	130	140	180	180	130	310	250	230	140
Sr	311	323	286	327	292	319	289	291	340	291	303	276	289	265	280	255	53	124	116	402
Ba	467	429	443	470	501	494	475	445	473	451	504	416	264	257	358	438	437	314	355	580
Y	18	20	17	17	17	17	19	18	18	18	19	22	21	19	21	24	17	19	22	14
La	33	10	32	30	26	35	43	30	30	27	28	30	10	30	10	25	10	28	40	30
Ce	68	58	62	65	48	85	70	56	50	68	47	70	53	66	30	55	30	54	73	73
Be	4	4	5	5	5	4	4	4	5	4	4	3	5	6	4	3	2	4	3	4
Zr	176	175	150	164	133	170	167	167	185	175	35	202	176	196	73	188	176	250	264	198
V	58	63	46	49	48	58	56	56	54	54	56	77	105	87	72	75	15	17	25	50
Cr	77	87	59	61	62	75	72	76	85	77	74	186	90	41	135	165	21	23	17	57
Co	15	16	13	13	12	14	15	13	16	13	15	21	23	22	19	22	0	6	7	13
Ni	27	30	22	23	24	26	25	27	29	27	26	47	14	22	40	41	11	8	7	21
Cu	14	18	13	14	14	13	15	15	16	13	14	31	51	46	20	37	15	15	13	17
Zn	57	60	51	53	59	51	58	54	58	53	57	74	76	81	64	61	60	47	52	58
Pb	59	55	60	61	59	55	56	59	57	56	61	67	59	69	62	51	52	46	41	56
Nb	21	22	19	20	18	21	21	21	22	21	21	24	25	26	22	25	10	19	21	20
Ta	0	7	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	5	5	5	0	0	0	6	0
W	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0
Sn	20	25	20	22	21	17	23	21	21	18	21	27	25	30	22	24	15	17	15	22
											0	0	0	100	0	0	0	0	0	0

1: Diorita no alforante de la mina Marijuana, posible enclave microdiorítico; 2: Diques de porfidos riolíticos y adamelíticos (7); 3: Granito biotítico porfídico con anfíbol de Cardeña (3); 4: Dique Granodiorítico (2)

Tabla 1: Análisis químico de rocas ígneas del batolito de los pedroches (hoja 960)

En las zonas más internas de la aureola, a los procesos de recristalización metamórfica se superpone otro de tipo neumatolítico, que oblitera las blastesis estáticas de contacto y provoca blastesis neumatolítica de moscovita y biotita decusadas.

En las zonas más externas, se reconocen aún los caracteres texturales del encajante, previos a los originados por el metamorfismo de contacto; en concreto se reconoce tanto la estratificación como la esquistosidad regional propia de los materiales en cuestión.

La edad de este metamorfismo es la de la intrusión de la granodiorita de Los Pedroches.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

El área estudiada se sitúa en la porción oriental de Sierra Morena, cerca del límite meridional de la meseta Castellano-Manchega y sus alineaciones montañosas llevan una dirección general ONO-ESE. Hidrográficamente pertenece a dos cuencas: la zona oriental de la hoja vierte aguas al río Guadalquivir y la zona occidental vierte al río Guadiana.

La Hoja de Fuencaliente se encuadra en una región climática clasificada como Mediterránea continental por CAPEL (1981). Esta variedad climática presenta un régimen de precipitaciones altas que oscilan entre 500 y 800 mm. Estos valores se pueden ver superados en zonas favorables a la acción de los vientos oceánicos que se encuentren respaldadas por relieves montañosos.

La distribución anual de las lluvias muestra un máximo principal a finales de otoño y durante el invierno. También se observa un máximo secundario en primavera que se va haciendo más importante según se avanza aguas arriba de los ríos Guadalquivir y Guadiana.

De junio a septiembre en todos los observatorios de la región, se observa una acentuada sequía estival que alcanza valores extremadamente bajos de precipitación en el mes de julio (de 0 a 4 mm).

El número de días de lluvia oscila entre 75 y 100 al año, y las nevadas sólo ocurren excepcionalmente en áreas montañosas.

La temperatura media anual es elevada alcanzando los 17 ó 18° C. Esta es la zona con los veranos más calurosos de España; en ella se registran medias mensuales que superan los 30°C. Los inviernos son frescos debido a la continentalidad que ofrece la zona media y alta del Guadalquivir. En alguno de los meses de invierno, la temperatura media puede bajar de los 10°C y aunque las heladas son escasas, todos los años aparecen entre 2 y 20 días.

El índice de insolación es alto oscilando entre 2.800 y 3.000 horas al año.

El área que ocupa la hoja de Fuencaliente presenta un fuerte contraste entre su mitad nororiental montañosa y escarpada, y la suroccidental dominada por llanuras suaves y relieves alomados.

Dentro de la primera, se conoce con el nombre de Sierra Madrona al conjunto de elevaciones próximas o superiores a los 1.200 m, con una dirección ONO-ESE que ocupa el interfluvio de los ríos Montoro y Guadalmez. En el seno de esta gran serranía se pueden individualizar otras elevaciones menores que de este a oeste son las sierras del Nacedero (1190 m), de la Garganta (1.146 m). Peñarodrigo (1266 m), Morra del Puerto (1250 m), Alto de Abulagoso (1301), Sierra de Dornilleros (1300 m), Sierra de Quintana (1290) y Sierra de Navalmanzano donde se encuentra la máxima cota de la hoja con 1323 m.

Respecto a la red hidrográfica como ya se ha apuntado al principio, el área se enmarca en la zona divisoria de las cuencas del Guadalquivir y del Guadiana perteneciendo una mitad de la hoja a cada una de ellas.

En la cuenca vertiente al Guadiana el río Guadalmez, afluente del Zújar, es el principal y todos los demás arroyos son tributarios suyos. Entre ellos destacamos de oeste a este los arroyos de la Garganta, Grande, de Pedro Mor, de las Pozas, de la Mojarra de la Colmena, de la Lentisca, de la Zazadilla, de la Sierra y de Buenas Yervas.

Por su parte en la mitad oriental de la hoja, vertiente del Guadalquivir, existen dos ríos principales: al norte el río Montoro afluente por la derecha del Jándula; y al sur el río de las Yeguas afluente del Guadalquivir.

El río Montoro tiene pocos tributarios de importancia sólo destacar el arroyo de Nueveces y el de Robledillo.

En cambio el río de las Yeguas tiene, dentro de la hoja, tres afluentes importantes: el Valmayor, Navalajeta y Padiño. Estos presentan multitud de pequeños arroyos tributarios, entre los que destacaremos solo tres: Cereceda y del Término, afluentes del Pradiño y Navalmanzano tributario del Navalajeta.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio Morfoestructural

Desde un punto de vista morfoestructural GUTIÉRREZ ELORZA (1989) establece una síntesis para toda España donde delimita trece grandes unidades que obedecen a una estructura en bloques de la litosfera, estando limitadas en general por sistemas de fallas de diferente magnitud y profundidad.

Para la división del Macizo Hespérico se utilizan como base, los movimientos alpinos de bloques que dieron lugar al Sistema Central. De este modo las unidades morfoestructurales diferenciadas en dicho macizo son:

- Macizo Hespérico septentrional
- Sistema Central
- Macizo Hespérico Meridional

El Macizo Hespérico Meridional que correspondería a las zonas surportuguesa, de Ossa-Morena y parte de la Centro Ibérica de la clasificación de Julivert et al. (1974), ocupa la zona comprendida al norte por los relieves de las Villuercas y Montes de Toledo, incluyendo algunos afluentes de la margen derecha del río Tajo; al sur el borde paleozoico más meridional, en conexión con la depresión terciaria del Guadalquivir y su límite oriental queda marcado por los sedimentos de la misma que conforman el Campo de Calatrava.

Recientemente DIAZ DEL OLMO y RODRIGUEZ VIDAL (1989) efectúan una sistematización de esta unidad meridional en la que diferencian tres conjuntos en virtud de sus características geomorfológicas y evolutivas.

- Montes de Toledo y Campo de Calatrava
- Cuenca del Guadiana y relieves orientales
- Sierra Morena

A su vez dentro del segundo conjunto se pueden delimitar cuatro unidades menores: Cuenca Continental Extremeña, Tierra de Barros, Cuenca del Guadiana y relieves orientales.

Y dentro del tercero se distinguen: Unidad Occidental o Surportuguesa-Onubense, Unidad Central o Pedrocheña y Unidad Oriental o alcuadiana.

El área ocupada por la Hoja de Fuencaliente está enclavada en el límite de las unidades Central y oriental, de modo que su tercio suroccidental pertenece a la primera y el resto a la segunda.

La Unidad Central se caracteriza por la abundancia de relieves graníticos entre los que destaca el batolito de Los Pedroches que constituye un pasillo morfoestructural desde la depresión del Guadiana hasta la del Guadalquivir. Tanto en éste como en otros plutones menores que aparecen al suroeste y en las bandas metamórficas, la dirección dominante es la hercínica.

La Unidad Oriental o Alcuadiana está caracterizada por la profusión de barras cuarcíticas que surcan la zona individualizando valles como el de Alcuadia o del Guadalmez. Estas estructuras, de orientación hercínica, llegan a ponerse en contacto hacia el sureste con los pliegues mesozoicos de las orlas prebética y subbética (Cordilleras Béticas). En el límite meridional llega a contactar bruscamente con la Depresión del Guadalquivir por medio de fracturas N-S y NE-SO en la zona de Bailen-La Carolina.

Dentro de estas dos unidades morfoestructurales y en el contexto de la Hoja de Fuencaliente se pueden diferenciar cuatro unidades de rango menor:

Unidad Central: Relieve granítico de los Pedroches

Unidad Oriental: Relieve Apalachiense

Modelado de aplanamiento

Raña

El relieve granítico de los Pedroches constituido principalmente por granito biotítico y granito porfídico está surcado por frecuentes diques de rocas porfídicas ácidas.

El relieve en esta mitad está fuertemente condicionado por la litología y en menor medida por la estructura. Queda patente el distinto comportamiento frente a la meteorización y la erosión fluvial de los dos tipos de granito presentes. Así se reconoce un relieve granítico occidental caracterizado por la conservación de un aplanamiento (620-650 m) ligado al granito biotítico. Y de otro lado un relieve granítico oriental donde domina el desmantelamiento fluvial con intermeteorización superficial, que da lugar a un modelado de incisiones fluviales ligado al granito porfídico.

La estructura condiciona la aparición de dos sistemas de diques que dan lugar a crestas de poca envergadura en relación con las barras cuarcíticas. El primer sistema, y más importante, es debido a diques porfídicos de dirección N 120°E y presenta frecuentes bifurcaciones que le confieren un carácter anastomosado. El sistema N 30°E que es secundario, se debe a diques de cuarzo y se encuentra ligado a un sistema de fracturación tardío que corta al juego de diques N 120°E.

Dentro de la Unidad Oriental la unidad orográfica más representativa es el Relieve Apalachiense. Esta unidad está fuertemente condicionada por la estructura y dentro de las formas estructurales distinguiremos dos grupos:

a) Formas ligadas al plegamiento hercínico. En este grupo destacan los relieves conformes anticlinales (Cerro Cervigón, Alto de los Pasiles) y sinclinales (Cañada de Balletero, Río Montoro) que son generadores del resto de formas estructurales.

Las crestas debidas a capas verticalizadas constituyen las formas más representativas.

Se originan debido a la erosión diferencial en las barras cuarcíticas y dan lugar a grandes Sierras (Madrona, Nacedero y Navalmanzano, Quintana, etc.)

Una vergencia general de la estructura al sur condiciona la presencia de caras sur escarpadas y caras norte suaves. En estas últimas es frecuente la aparición de "chevrons" (Alto de Abulagoso).

También en este grupo están las superficies estructurales cuya relación con el plegamiento es mucho más directa ya que esta forma se reduce a la conservación de una superficie plegada.

Por último, están las fallas inversas que conservan algún rasgo morfológico lineal ligado a este accidente y que corresponden a la rotura singenética con el plegamiento.

Todas las formas de este grupo tienen un estricto control litológico ya que todas ellas se basan en la erosión diferencial que muestran las pizarras y arenas respecto a las cuarcitas. Todas las crestas, relieves conformes anticlinales, "chevrons" y superficies estructurales se dan en cuarcitas.

A su vez la red fluvial se halla en gran parte condicionada por estas alineaciones de barras cuarcíticas de orientación ONO-ESE de modo que los cursos principales siguen esta dirección en gran parte de su trazado.

b) formas postectónicas. En este segundo grupo se incluyen los dos juegos de escarpes de falla o fallas con expresión morfológica en las direcciones: NNE-SSO la principal, y NNO-SSE la secundaria.

Estos dos juegos, sobre todo el primero, son responsables del escalonamiento en esta dirección que sufren las alineaciones principales de crestas cuarcíticas. A su vez condicionan en cierta medida el trazado de la red fluvial sobre todo en las cabeceras de cuenca.

La segunda unidad orográfica en importancia es la denominada Raña que en esta hoja está ampliamente representada.

Se trata de una estructura tabular que tapiza un substrato previamente arrasado.

No se observan deformaciones apreciables en esta mitad, todo lo más algún suave basculamiento local en la cabecera del río Pradillo y algunos escarpes estructurales en esta misma cuenca.

Se puede apreciar que la red fluvial actual es coherente con el sentido de funcionamiento de los aparatos aluviales que dieron lugar a los depósitos de la raña.

Por último, el substrato con modelado de aplanamiento constituye una unidad con muy poca entidad en el área ya que en su mayoría está cubierta por los depósitos de la unidad anterior.

Se trata de un aplanamiento sumamente degradado pero que conserva una coherencia en cuanto a sus cotas (620 a 660 m).

El control litológico en ésta unidad es de gran relevancia. Se produce al aplanamiento tanto en el substrato metamórfico como en el cristalino, sin embargo las características peculiares de este último obligan a introducirlo en otro grupo antes expuesto. En cuanto al conjunto metamórfico, el control litológico viene marcado por la presencia de amplias superficies con modelado de aplanamiento que se presentan únicamente sobre pizarras, mientras que las barras cuarcíticas han resistido a los distintos factores erosivos y aparecen actualmente como relieves positivos.

5.2.2. Estudio del Modelado

1) Laderas: Las formas y depósitos ligados a procesos gravitatorios en vertientes, tienen lugar exclusivamente en la unidad orográfica de Relieve Apalachiense. Estrechamente relacionados con las crestas cuarcíticas ONO-ESE, aparecen los coluviones o pedrizas que tapizan las escarpadas vertientes que originan dichas crestas. Estas laderas de

derrubios pueden tener formas planas, adaptadas a lo largo de una vertiente o bien presentarse en forma de conos y mantienen una pendiente media entre 12° y 22°.

Igualmente ligadas a las crestas aparecen las vertientes reguladas con una pendiente homogénea superior a la de los coluviones. Tanto las vertientes reguladas como los coluviones se encuentran en la actualidad fuertemente incididos por el último encajamiento de la red fluvial.

El tercer fenómeno gravitatorio que afecta a las laderas son los deslizamientos y solifluxiones que se presentan condicionados en primer lugar por la litología y en segundo lugar por la fracturación. En la totalidad de deslizamientos observados las rocas que han favorecido el proceso han sido las pizarras que en tramos de distinta edad, abundan en las series paleozoicas de Sierra Madrona. En algunos casos concretos se puede ver la influencia de la fracturación en el desarrollo de deslizamientos. En los dos deslizamientos de tamaño medio que aparecen en el Cerro Cerigón, la falla ENE-OSO que surca su ladera meridional, actúa como nivel de despegue para que se produzca el movimiento en masa de las rocas menos competentes. La población de Fuenaliente está ubicada sobre la cabeza de un deslizamiento antiguo metaestabilizado que también ha sido favorecido por una fractura NO-SE.

2) Fluvial: Cabe destacar por su importancia la delimitación de las tres cuencas hidrográficas principales en la hoja: cuencas del río Montoro y del río de las Yeguas (vertiente del Guadalquivir) y Cuenca del Guadalmez (vertiente del Guadiana). Esta importancia viene condicionada por la distancia que separa a cada uno de ellos de su nivel de base relativo (250 m.s.n.m. aproximadamente) constituido por el Guadalquivir y el Guadiana. las confluencias del ríos Montoro y de las Yeguas con el Guadalquivir y la del Guadalmez con el Guadiana se produce a una cota similar, y debido al rango mayor de los ríos principales con muy baja energía, se pueden considerar como un nivel de base para los afluentes objeto de este trabajo.

Tomando como referencia el Cerro "Morra del Puerto" (1.250 m) por ser el punto triple donde coinciden las cabeceras de los ríos Montoro, de las Yeguas y Guadalmez, el camino recorrido por los ríos para llegar al nivel de base (250 m) es:

Río Guadalmez	215 km
Río Montoro	160 km
Río de las Yeguas	90 km

Se puede observar con claridad que para un mismo desnivel (aproximadamente 1.000 m de diferencia de cotas entre Morra del Puerto y el nivel de base) el río de las Yeguas necesita recorrer aproximadamente la mitad del camino que los ríos Montoro o Guadalmez. Esto significa que las pendientes medias de estos ríos son:

Río Guadalmez	0,4 %
Río Montoro	0,6%
Río de las Yeguas	1,1 %

Es de esperar por tanto que las formas erosivas predominan sobre las deposicionales en la cuenca del río de las Yeguas, mientras que en los dos restantes deberá existir un mayor predominio de la sedimentación, sobre todo en el Guadalmeiz.

Si observamos el Mapa Geomorfológico se aprecia que mientras que en los ríos Guadalmeiz y Montoro dominan los depósitos de fondo de valle, en la cuenca del río de las Yeguas los depósitos son conos de deyección en zonas de la cabecera, estando prácticamente ausentes los depósitos en el fondo de valle.

En cuanto a las formas erosivas pasa justo al contrario en la cuenca del Guadalmeiz prácticamente están ausentes. En la cuenca del Montoro aparecen una ruptura de pendiente en un cauce, un cañón y algunas aristas. Sin embargo en la cuenca del río de las Yeguas abunda la erosión lateral del cauce en la práctica totalidad del mismo, estando presentes las aristas, incisiones fluviales, terrazas erosivas y una zona de cárcavas.

3) Antrópicos: No existe en la hoja ninguna forma antrópica de importancia. La única carretera nacional que existe, es la 420 que pasa por Fuencaliente. Como única actividad minera se reconocen pequeñas canteras en granito y cuarcita para piedra de mampostería. Y como actividad agrícola-forestal se aprecian algunas laderas con abancalamientos que no llegan a remodelar significativamente las laderas.

4) Poligénicos: Constituyen junto con las formas estructurales el grupo más representativo de la hoja.

La forma más importante es la raña, que a su vez es un depósito.

Aparece representada en toda la zona al norte de los ríos Guadalmeiz y de las Yeguas pero con especial conservación al pie de la Sierra de La Garganta y Peñarodrigo. En esta zona como en el valle del río Pradillo, la superficie de raña conecta con los coluviones recientes produciéndose de forma insensible el tránsito morfológico entre ambos. De cualquier forma existen diferencias litológicas, texturales, y de pendiente entre ambas formaciones.

La raña tiene una pendiente media próxima al 1,5% aunque conforme se aproxima a los relieves montañosos, dicha pendiente se incrementa progresivamente hasta alcanzar valores superiores al 8%.

Entre 1.200 y 1.300 m existe un relieve residual que aparece en forma de modelado alomado rompiendo la agresividad de las crestas cuarcíticas que predominan a esas cotas. A pesar de su escasa representatividad (Alto de Peñarodrigo, Morra del Puerto y Alto del Abulagoso) su presencia se hace notar en el ámbito de las cumbres, debido al contraste que supone este maduro relieve, con las escarpadas laderas que lo circundan y que le confieren una apariencia de mesetas.

Los "inselberg" o montes isla son una de las formas del relieve características en toda Sierra Morena que se desarrollan principalmente en granitos y en cuarcitas. En el área

que nos ocupa existen multitud de "inselbergs" modelados sobre niveles resistentes de cuarcitas que han superado en parte las agresiones de los agentes erosivos y se presentan hoy como prominencias que destacan en el seno de las superficies de aplanamiento o rañas.

Generalmente aparecen recubiertos en la mayor parte de sus laderas por derrubios o pedrizas.

El modelado de aplanamiento viene marcado por una superficie de erosión tallada entre 620 y 660 m de la que apenas quedan restos (al sureste de Conquista), bien sea por la degradación producida por la erosión, o bien sea por el depósito de los sedimentos de la raña que sepultan en gran parte dicha superficie.

Por último, cabe citar algunas formas menores que ayudan a conocer en detalle la configuración del relieve. Estas son: pináculos rocosos, "tors", "hums" y relieve grabado.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se realiza una caracterización de los cinco tipos de formaciones superficiales presentes en la Hoja:

- Depósitos poligénicos de piedemonte (rañas)
- Depósitos aluviales del fondo de valle (incluyendo las terrazas bajas)
- Depósitos coluviales: conos y taludes de derrubios, canchales y pedrizas
- Depósitos de deslizamiento y solifluxiones
- Conos de deyección

Existen otras formaciones superficiales no representadas ni en el mapa geológico ni en el geomorfológico ya que no tienen ni espesor suficiente ni conservan morfología alguna. Este es el caso de los distintos horizontes de meteorización que dan lugar a recubrimientos de poca importancia geomorfológica o los distintos tipos de suelos.

Trataremos las cinco formaciones superficiales en orden a su importancia en la hoja:

a) Depósitos poligénicos de piedemonte (Rañas)

Son con mucho los más representativos de los cinco. Del conjunto de características litoestratigráficas y sedimentológicas expuestas en el capítulo de Estratigrafía y de las observaciones geomorfológicas globales y de detalle realizadas se extraen algunas consecuencias de interés.

La ausencia de costra en la superficie de estos depósitos es fundamental en la mala conservación de esta formación ya que aumenta su vulnerabilidad a la erosión. Sin embargo, a pesar de este hecho, no se encuentra todo lo degradada que cabría esperar por motivos que explicaremos más adelante. La única cementación que se observa, está a la base de la secuencia y es de naturaleza ferruginosa (cemento limonítico).

En general se observa una evolución proximal-distal tanto en la estructuración de la unidad (masivos en zonas proximales-estratificados en zonas distales) como en la morfometría de sus cantos (angulosos en zonas proximales-redondeados o bien redondeados en zonas distales). También se observa una variación en la angulosidad de los cantos entre los afloramientos de raña sitios en la cuenca del Guadalmaz (redondeados), con respecto a los situados en la cuenca del Río de las Yeguas (más angulosos). Este hecho indica la relación de estos depósitos con la disposición actual de la red fluvial ya que muestra la diferencia de energía entre ambas cuencas tal y como se ha explicado en el capítulo anterior para la red actual.

b) Depósitos aluviales de fondo de valle (incluyendo las terrazas bajas)

El carácter erosivo de la mayoría de los ríos presentes en esta hoja conlleva la escasez de depósitos en los fondos de valle. Aún así existen diferencias entre las tres cuencas principales. Mientras que en la cuenca del río de las Yeguas nos encontramos enteramente en la zona de producción de sedimentos (erosión del sustrato), en las de los ríos Montoro y Guadalmaz están presentes las zonas de producción y transporte. En consecuencia únicamente en estas últimas cuencas se encuentran depósitos de poca entidad. Los más importantes se pueden observar en el río Guadalmaz donde son frecuentes los depósitos de acreción longitudinal (barras longitudinales y diagonales) originados por canales trenzados donde el trazado del río se presenta casi rectilíneo. Menos frecuentes son los depósitos de acreción lateral (point bar) que se localizan en algún tramo de mayor sinuosidad.

En los pequeños cortes que excava el río sobre sus propios depósitos se puede observar una estructura bastante desordenada de gravas y arenas con tendencia a la granoselección negativa: arena, micrograva y grava. Estos depósitos no llegan a constituir terrazas s.s., más bien constituyen el lecho mayor del río.

c) Depósitos coluviales: conos y taludes de derrubios, canchales y pedrizas

Estos depósitos genéticamente ligados a los relieves apalachienses (sobre todo cuarcíticos) están bien representados en toda la mitad noreste de la hoja.

Debido a la especial dureza de las cuarcitas los clastos que son liberados de la roca y acumulados al pie de los escarpes conservan prácticamente intacta su morfología original con aristas y vértices angulosos. Estos cantos se van acumulando sin ordenación aparente, presentando gran heterometría hasta configurar un recubrimiento superficial con una morfología cóncava hacia arriba que le confiere más estabilidad.

Este depósito probablemente generado en períodos templados, ha sufrido posteriormente un socavamiento fluvial que ha degradado su morfología externa y que a la vez posibilita la observación de su textura.

d) Depósitos de deslizamientos y solifluxiones

Este tipo de fenómenos es poco frecuente en toda Sierra Morena debido a la madurez del relieve. Sin embargo los relieves apalachenses de gran energía y los escarpes erosivos producidos en los depósitos de la raña, dentro de la hoja de Fuencaliente, provocan unas condiciones favorables para el desarrollo de deslizamientos.

Dos factores influyen decisivamente en la generación de deslizamientos:

- Las importantes pendientes que se originan en los flancos de las crestas cuarcíticas o en los escarpes estructurales.
- la presencia de rocas blandas o poco coherentes (detríticos de coluviones o rañas) o bien el contraste litológico roca dura-roca blanda (cuarcita-pizarra).

Un tercer factor con influencia indirecta, es la pluviometría y torrencialidad de la zona.

Si observamos el mapa geomorfológico todos los deslizamientos están condicionados por estos factores.

En cuanto a la tipología se pueden reconocer cuatro modalidades:

- Coladas de bloques (avalanchas): en el Cerro Cervigón
- Flujos: frente a Morra del Puerto (al sur)
- Solifluxiones: en Sierra Madrona
- Deslizamientos complejos: en Sierra Quintana

e) Conos de deyección

Es una forma deposicional, prácticamente ausente en la hoja. Sólo a nivel testimonial existe un cono en la desembocadura de uno de los torrentes que desciende del Alto del Abulagoso para confluir con el río Pradillo en su zona de cabecera.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

a) Evolución General de Sierra Morena

Las superficies poligénicas o aplanamientos constituyen las unidades básicas de la historia geomorfológica de Sierra Morena como resultado de la evolución policíclica degradativa del zócalo. Estas superficies bien estudiadas, e interpretadas en otros sectores del macizo

Hespérico, se encuentran en Sierra Morena aún en una fase de conocimiento parcial. Este hecho, junto a la degradación y desnivelación por rejuegos de fracturas, dificulta la interpretación de sectores parciales del macizo.

A partir del final de la orogenia hercínica que configura las grandes directrices del relieve, el macizo queda emergido y por tanto sometido a sucesivas etapas erosivas. Este es el motivo de que sean difíciles de estudiar los arrasamientos precámbricos (no existen depósitos correlativos de los mismos). En el sector comprendido entre Castellar de Santiago (Ciudad Real) y el río Montizón (Jaén), en la margen derecha del río Guadalimar, se identifica una superficie fosilizada por materiales triásicos que corresponde a un aplanamiento posthercínico. Otros testigos de esta superficie pre-triásica se pueden observar en la provincia de Sevilla donde los conglomerados del Butnsandstein sellan alteraciones del zócalo.

Sin embargo, el aplanamiento más generalizado en Sierra Morena es el que enrasa hacia el Norte con la denominada "Superficie de Erosión Fundamental de la Meseta". El acentuado carácter policíclico de esta superficie aconseja por el momento un estudio sectorial de la misma.

b) Superficies Poligénicas

En el área ocupada por la hoja de Fuencaliente se encuentran bien representadas tres superficies de aplanamiento que pueden asimilarse a diversas circunstancias genéticas.

- RELIEVE RESIDUAL S1. Situado entre 1.200 y 1.300 m de altitud, bien representado en los Altos de Peñarodrigo, del Puerto y del Abulagoso, trunca la agresividad de las barras cuarcíticas dando lugar a un relieve alomado sobre las cumbres.

Supone la primera superficie erosiva posthercínica ya que corta las estructuras y pliegues hercínicos del zócalo.

- SUPERFICIE S2. Es un aplanamiento del zócalo que en su mayor parte se encuentra recubierto de depósitos recientes.

El mayor afloramiento se encuentra situado sobre el batolito de Los Pedroches (al sureste de Conquista) entre 620 y 660 m de altitud. En el resto de ocasiones se localiza bajo los depósitos del glacis pliocuaternario lo cual dificulta en gran medida su caracterización. En principio no se tienen datos que permitan su correlación con otras a nivel regional, sin embargo su relación con la raña nos hace suponer una edad neogéna para esta superficie.

- SUPERFICIE PLIOPLEISTOCENA (Raña). Es un aplanamiento erosivo-deposicional que se localiza al pie de los relieves montañosos extendiéndose por los valles fluviales. Esta superficie denominada raña es la más importante en el contexto de la hoja, y ha sido asignada al Villafranquense superior (2-3 m.a.) por Pérez González (1979).

En la cuenca del río Guadalmez, esta superficie ocupa amplias laderas entre 600 y 780 m y en ocasiones abraza a "inselberg" de escasa entidad y a crestas estructurales de dirección hercínica.

En la cabecera del río Pradillo la raña se encuentra muy degradada situándose entre 760 y 880 m. Y en la cuenca del río Montoro se conservan escasos retazos de la raña a cotas comprendidas entre 660 y 800 m con escaso desarrollo de la etapa acumulativa del glacis.

Genéticamente la raña parece implantarse sobre una superficie de erosión previa a la cual fosiliza. Esta superficie previa viene a coincidir con la superficie S2 antes descrita.

c) Interrelación tectónica-evolución geomorfológica

Prescindiendo de los efectos morfológicos heredados de la orogenia hercínica que ya han sido tratados en detalle en el apartado 2, abordamos en este epígrafe las posibles etapas recientes de deformación y por tanto con una incidencia más directa en el relieve.

Ya que los únicos depósitos recientes con entidad en la hoja son los asociados a la raña, en ellos centraremos en principio nuestra atención aunque no se descarta la posible e incluso probable fracturación de la superficie S2 (suave basculamiento al NE en el extremo suroeste de la hoja).

En una primera observación de la raña se aprecia una desnivelación ostensible entre los afloramientos situados en las cuencas de los ríos Pradillo y Montoro respecto al Guadalmez. Un importante accidente de dirección NNO-SSE que recorre el valle del río Pradillo y afecta a la raña es quizás el más claro exponente de esta fase neotectónica de edad posterior a dicha raña (supuestamente plioleistocena). Este accidente que da lugar a un "knick" rectilíneo en la misma dirección, pone en contacto coluviones recientes con los depósitos de la raña en la margen derecha de este estrecho valle. La propia morfología del valle, la aparición de termalismo en las proximidades de la falla así como otras alineaciones probablemente neotectónicas visibles en la cuenca del río de Las Yeguas (ONO-ESE y ENE-OSO) son los efectos más ostensibles de esta fase tectónica.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Rasgos Internos

Las escasas anomalías geomorfológicas ligadas a accidentes neotectónicos (desnivelaciones de raña, fracturas que la cortan, líneas tectónicas con expresión morfológica, termalismo) antes citadas, junto a la prácticamente nula actividad sísmica en este área, nos lleva a confirmar la madurez de un relieve muy poco retocado por fenómenos tectónicos recientes.

Rasgos Externos

Tras la última etapa de aplanamiento (Pliopleistoceno) se pasa a un régimen exorreico de las cuencas con dos tipos de fenómenos fundamentales:

- Encajamiento de la red fluvial
- Desarrollo de coluviones y deslizamientos

Estos dos fenómenos se producen simultáneamente. De un lado se activan los coluviones que desde las grandes barras estructuradas tienden a conectar con los glaciares solapándose. Y de otro lado, el encajamiento fluvial que comienza con incisiones lineales sobre los depósitos de riña, para evolucionar sobre ella y sobre el substrato por medio de erosiones laterales del cauce y regresión de cabeceras hasta originar aristas y cárcavas (río Navalajeta).

La evolución de éste régimen exorreico conduce a la última etapa geomorfológica marcada por el depósito en el fondo de los valles que tienden a ensancharse y a la maduración del relieve por procesos tanto de vertientes como de arroyada difusa.

En la Hoja de Fuencaliente se dan en la actualidad las dos etapas simultáneamente: la de encajamiento en la cuenca del río de Las Yeguas, y la de madurez (depósito) en las del Montoro y Guadalmez.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la hoja de Fuencaliente es la sedimentación en un cono submarino profundo de las rocas turbidíticas del Rifeense (Precámbrico Superior).

Al final de ese período o al comienzo del Vendense, se produjo la deformación de la serie turbidítica, que consistió esencialmente en una verticalización generalizada de la estratificación. Esta etapa orogénica no dió lugar a esquistosidad y, siguiendo las ideas de RIBERO (1974), es muy probable que estuviera producida por rejuegos verticales del zócalo rígido infrayacente, ocasionando un plegamiento en cofre en la cobertera sedimentaria.

Después de un largo período sin registro sedimentario que abarca todo el Vendense y todo el Cámbrico, se inicia al principio del Ordovícico una importante transgresión que culmina en el límite Llanvirniense-Llandeiloense. Esta transgresión origina una gran sedimentación en una plataforma siliciclástica, la cual va adquiriendo progresivamente mayor profundidad hasta el Llandeiloense Inferior.

En el Llandeiloense Medio comienza la consecuente regresión con depósitos en llanuras mareales. Al final de este piso se produce una ligera transgresión y en el Llandeiloense Superior se inicia una regresión que con suaves cambios va a culminar en el Ashgillense Inferior con sedimentación local carbonatada. En este momento se produce una colmatación de la cuenca que según HAFENRICHTER (1980) estuvo ocasionada por una disminución del nivel del mar a causa de un período glaciario.

En el límite Ashgillense-Llandoveryense, se produce una repentina transgresión que en poco tiempo pasa a un período regresivo en el Llandoveryense Inferior y, posteriormente, da lugar a un nuevo ciclo transgresión-regresión que finaliza en el Siegeniense Inferior. Este último ciclo tiene un carácter condensado en la hoja de Fuencaliente, lo que representa una notable escasez de aportes a la parte de cuenca que ocupaba esta zona. También durante este período se produce una importante actividad volcánica que en la hoja de Fuencaliente tiene poca representación.

Desde el Siegeniense Medio hasta principios del Viseense no hay registro sedimentario, apareciendo a partir del Viseense la potente serie de plataforma profunda y afinidades turbidíticas que abarca hasta el Namuriense Inferior. Siguiendo las ideas de ORTEGA et al. (1988), esta serie se depositó en una cuenca con fuerte subsidencia, la cual estaba limitada por un accidente de dirección NO-SE próximo al actual contacto Carbonífero-Paleozoico Inferior.

Entre el Namuriense Medio y el Westfaliense Superior tiene lugar la deformación hercínica en la zona. Una compresión inicial N-S da lugar a las principales macroestructuras de plegamiento que son las que a grandes rasgos definen la estructura geológica actual.

Al comienzo del Stephaniense tiene lugar la intrusión de las rocas graníticas del batolito de los Pedroches. La segunda fase hercínica debe tener lugar a la vez que las intrusiones

ígneas en base a los datos estructurales de COUPEZ et al. (1988). La compresión E-O que ocasiona esta etapa tectónica forma las fallas de Fuencaliente, Valmayor y Hornilleros, así como la brusca terminación occidental del anticlinal de Sierra Madrona.

Desde las rocas carboníferas no hay registro sedimentario hasta las rañas del Plioceno-Cuaternario, y todo parece indicar que la zona hay sido tierra emergida desde entonces, habiendo predominado la erosión durante todo ese período. El resultado fue el desarrollo de una peniplanización del área, con relieves de dirección ONO-ESE en la parte nororiental y una penillanura pre-pliocuaternaria en la parte suroccidental.

En el límite Terciario-Cuaternario se debe producir un cambio climático a condiciones áridas, desarrollándose un sistema de abanicos aluviales que rellena la penillanura.

Por último, un probable movimiento de elevación de la zona respecto a la cuenca del Guadalquivir al principio del Cuaternario, unido al cambio a un clima más suave, origina el encajamiento de la red fluvial y la morfología actual de la hoja.

En el presente, la sedimentación es muy reducida en el contexto del mapa, limitándose a los escasos depósitos del río Guadalmez y del Montoro.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

La Hoja de Fuencaliente se sitúa en una zona de gran tradición minera, localizándose en ella un número importante de indicios. Actualmente todas las minas se encuentran inactivas, aunque ha existido actividad en algunas de ellas hasta hace poco tiempo.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Se reconocen dos tipos morfológicos de indicios que son coluvionares y filonianos. Los coluvionares se localizan al NO de Conquista y forman un conjunto de 3 indicios que explotaron casiterita e ilmenita detrítica del coluvión de Navagrande. Los filonianos son los más abundantes abarcando diversos tipos de sustancias, Sn-As, Bi, Cu, Pb-Zn, Ag, etc.

Existen además un cierto número de indicios de Sn, Cu, Bi y de Pb (Zn-Cu) cuya morfología se desconoce; sin embargo, la mayoría de ellos deben corresponder a morfología filoniana.

Estaño-Arsénico

Dentro de los filonianos, los indicios de Sn-As localizados son tres; uno de ellos encajado en una apófisis granítica al norte de Conquista (11), otro en pleno afloramiento del Culm en el arroyo de los Caños (33), y el último en el río de Las Yeguas (36). Estas minas trabajaron filones de cuarzo con dirección variable, potencias estrechas y corridas cortas. La paragénesis está formada por casiterita, arsenopirita, pirita, calcopirita, moscovita y cuarzo, así como scheelita de forma ocasional.

Bismuto

Los indicios de Bismuto son siete; dos de ellos tuvieron cierta importancia (la mina María del Carmen en Conquista y Mari Juana en el arroyo de Los Términos). La paragénesis está formada por bismuto nativo, bismutina, gersdorfitita, pirita, calcopirita, cuarzo y clorita. Los filones son de cuarzo, de dirección N 20°E a N 40°E y encajan todos ellos en el exocontacto del granito de Pedroches.

Cobre

Los indicios de Cu como tal son cuatro. Se presentan en potentes filones de cuarzo, de dirección N 20°E y corridas variables, y en relación directa con las rocas ígneas. La paragénesis está formada normalmente por minerales secundarios tales como malaquita, azurita, cuprita, hematites, goethita, covellina y calcosina, pero en ocasiones se reconoce la paragénesis primaria formada por calcopirita, pirita con trazas de galena y ganga de ankerita, calcita, cuarzo y calcedonia.

Plomo-Cinc-Plata

Los indicios de Pb-Zn-Ag son los más numerosos en la hoja. Constituyen un total de 23 y aparecen repartidos por todo el mapa. Dentro de estos indicios se reconocen cuatro tipos distintos:

- Indicios de Pb
- Indicios de Pb-Ag
- Indicios de Pb-Zn,Cu
- Indicios de Zn-Pb

Al primer grupo pertenecen los compuestos mayoritariamente por galena con ganga de ankerita, calcita, cuarzo, calcedonia y, ocasionalmente, fluorita. También contienen algo de esfalerita, calcopirita y pirita. Los filones encajan esencialmente en las rocas graníticas y llevan direcciones en torno a N 11°E. La principal mina fue Tres Cruces en la esquina SO de la Hoja.

El segundo grupo lo integran los indicios de galena argentífera con sulfosales de Pb, Pb-Cu y Sb-Pb entre otras. También contienen pequeñas cantidades de calcopirita, pirita, arsenopirita y tetraedrita. La ganga es cuarzo y, en menor cantidad, ankerita. El yacimiento más importante fue San Serafín, situado en la esquina NO de la Hoja.

El tercer grupo comprende los indicios más corrientes y se presentan como filones tectonizados de cuarzo con abundante pirita, galena, calcopirita y esfalerita. Presentan direcciones entre N 90°E y N 125°E y encajan esencialmente en la formación "Estratos Pochico". El yacimiento más significativo fue la mina San Bartolomé o mina de El Inglés, situada junto a la Ctra. N-420 en el centro de la Hoja.

Por último, los indicios de esfalerita y galena aparecen en las rocas precámbricas y en los "Bancos Mixtos". Son filones pequeños de cuarzo, ankerita y siderita con los sulfuros de plomo y cinc, que contienen además pequeñas cantidades de calcopirita y pirita. La mina más importante de este tipo fue Navalcaballejo, en el valle de Valmayor. Ocasionalmente la calcopirita puede ser muy abundante, como es el caso de la Mina Corona, en el centro de la Hoja.

7.1.2. Rocas industriales

En la Hoja de Fuencaliente no existe ninguna cantera de importancia. Como única actividad se reconocen pequeñas explotaciones en el granito y en la Cuarcita de Canteras para la obtención de partes de valla, y piedra de mampostería.

Actualmente existe una gran demanda de áridos para las importantes obras públicas que afectan a la Hoja, pero las principales fuentes en estos materiales quedan fuera de ella.

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término Municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
1	San Bartolomé	x= 385.119 y=4.255.777	Fuencaliente	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Galena, Blenda, calcopirita, pirita, cuarzo	Mina con un pozo de 90 m. Socavón. cinco plantas	N140°E
2	Casiterita Tercera	x= 267.483 y=4.254.965	Conquista	Sn, Ti	Coluviones		Pequeña corta a cielo abierto	
3	Mina Carmela	x= 371.135 y=4.252.170	Conquista	Bi	Filoniana		Tres pozos de poca profundidad	N20°E
4	Maria del Carmen	x= 369.115 y=4.254.141	Conquista	Bi	Filoniana		Tres pozos con cuatro plantas. Profundidad máxima 112 m	
5	Las Azores	x= 385.961 y=4.255.384	Fuencaliente	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Galena, blenda, calcopirita, pirita, cuarzo	Un pozo de profundidad desconocida	N110°E
6	Cuatro Filones	x= 386.956 y=4.254.056	Fuencaliente	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Galena, blenda, calcopirita, pirita, cuarzo	Dos socavones	N 110°E
7	San Gregorio	x= 368.809 y=4.253.813	Conquista	Pb	Filoniana	Galena, cuarzo, calcopirita		N 20°E
8	Mina Moiseés	x= 386.934 y=4.250.092	Fuencaliente	Pb,Ag	Filoniana	Cuarzo, calcopirita, galena argentífera, arsenopirita	Dos socavones	N 70°E
9	La Paloma	x= 384.863 y=4.255.355	Fuencaliente	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Galena, blenda, calcopirita, pirita, cuarzo	Un pocito	N 130°E
10	Almadanejos o Torrubia	x= 376.150 y=4.250.255	Cardeña	Cu	Filoniana	Calcopirita, pirita, calcolina, covellina, limonita, etc.	Pozo de 80 m. Rafado de 500 m.	N 50°E
11	El Inglés	x= 369.523 y=4.254.391	Conquista	Sn,Ag	Filoniana	Arsenopirita, scheelita, pirita, casiterita	Dos pozos y calicatas	N 110°E
12	Tres cruces	x= 367.358 y=4.245.586	Villanueva de Córdoba	Pb	Filoniana	Galena, cuarzo, esfalerita	Cuatro pozos	N 110°E
13	Segundo tres cruces	x= 367.994 y=4.245.446	Villanueva de Córdoba	Pb,F	Filoniana	Galena, fluorita	Un pozo cegado	N 110°E
14	Desconocido	x= 368.219 y=4.253.164	Conquista	Cu	Filoniana	Calcopirita, malaquita	Un pozo cegado y 100 m de rafado	N 50°E
15	Navalajeta	x= 388.656 y=4.250.628	Fuencaliente	Pb, Zn	Filoniana	Galena, blenda, cuarzo	Dos socavones	N 125°E

Cuadro 1: Recursos Minerales de la hoja de Fuencaliente.

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término Municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
16	Cerro Castillejo	x= 386.105 y=4.250.727	Fuencaliente	Pb	Filoniana	Limonita, cerusita, cuarzo	Un pocito	N 40°E
17	Pilarica	x= 367.766 y=4.255.658	Conquista	Sn, Ti	Coluviones		Calicatas superficiales	
18	Navagrande	x= 367.735 y=4.255.658	Fuencaliente	Sn, Ti	Coluviones		Calicatas superficiales	
19	San Gregorio	x= 368.625 y=4.253.36	Conquista	Pb	Filoniana	Galena, cuarzo, calcopirita	Dos pozos, 20 m	N 120°E
20	La Prometida	x= 382.043 y=4.260.315	Fuencaliente	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Galena, blenda, calcopirita, pirita, cuarzo	2 socavones 1 pozo pequeña corta	N 90°E
21	Fernando y Mari	x= 386.291 y=4.260.255	Fuencaliente	Pb,Zn	Filoniana	Blenda,galena,pirita, cuarzo	Un pozo	N 100°E
22	Nueveveces	x= 390.985 y=4.261.254	Cabezarubia	Pb,Zn,Cu	Filoniana	Blenda,galena,calcopirita,pirita,cuarzo	Un pozo, un socavón y 50 m en rajado	N 90°E
23	La Riqueza	x= 386.723 y=4.261.978	Fuencaliente	Pb	Filoniana	Galena,cerusita,ankerita	Socavón	
24	Desconocido	x= 387.932 y=4.243.734	Cardeña	Cu,Fe	Filoniana	Malaquita,cuprita, goethita	Rajado de 25 m	N 25°E
25	El Oreganal	x= 387.560 y=4.244.574	Cardeña	Bi	Filoniana	Bismuto,cuarzo	Rajado de 25 m	N 95°
26	Mari Juana	x= 383.386 y=4.247.206	Cardeña	Bi	Filoniana	Bismuto,galena,calcopirita	Un socavón Dos pozos	N 50°E
27	Mina Corona	x= 382.746 y=4.255.677	Fuencaliente	Cu,Pb	Filoniana	Galena,calcopirita	Un socavón	N 90°E
28	San Serafín	x= 371.743 y=4.259.971	Almodóvar del Campo	Pb,Ag	Filoniana	Galena,pirita,calcopirita	Un pozo	N-S
29	Santa Rosa	x= 372.204 y=4.260.109	Brazatorras	Pb,Ag	Filoniana	Galena,pirita,cuarzo	Un pozo	N 140°E
30	Navalcaballero	x= 394.870 y=4.255.222	Fuencaliente	Pb,Zn	Filoniana	Blenda,galena,cuarzo, siderita,ankerita	Pozo y socavón	N 90°E
31	A° de Tesorillo	x= 395.505 y=4.254.505	Fuencaliente	Pb,Zn	Filoniana	Blenda,galena	Un rajado y pocito	N 100°E
32	Pinjillo	x= 381.881 y=4.247.278	Cardeña	Bi	Filoniana	Bismuto,cuarzo	Rajado 25 m	N 120°E
33	Eloy	x= 383.423 y=4.249.193	Fuencaliente	As	Filoniana	Arsenopirita,pirita, calcopirita	Un pozo	N 120°E

Cuadro 1 (continuación).

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término Municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
34	Las Lavanderas	x= 369.950 y=4.249.750	Conquista	Bi	Filoniana	Bismuto,cuarzo	Un pozo	
35	Tejoneras	x= 369.725 y=4.249.750	Conquista	Cu	Filoniana	Calcopirita,pirita	Pozo y rajado 15 m	
36	Río yeguas	x= 386.700 y=4.245.700	Cardeña	As	Filoniana	Arsenopirita,cuarzo	Pequeño socavón	
37	A° Garganta	x= 375.500 y=4.260.200	Brazator tas	Pb	Filoniana	Galena,cuarzo, cerusita	Socavón	N 60°E
38	San Carlos	x= 371.525 y=4.260.750	Almodo var del campo	Pg,Ag	Filoniana	Galena,cuarzo	Pozo	
39	Santiago Apostol	x= 368.850 y=4.254.650	Conquista	Pb	Desconoci da	Cerusita,cuarzo	Pocitos	Encaja en corneanas Culm
40	Desconocido	x= 384.990 y=4.246.100			Filoniana ?			Encaja en corneanas del Culm
41	Desconocido	x= 367.425 y=4.258.500	Fuencali ente	Gr			Cielo abierto	Sobre Raña

Cuadro 1 (continuación).

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

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

La precipitación media en la zona (periodo 1940-80) varía entre 600-700 mm/año, disminuyendo en el sentido S-SO a N-NE. Esta se reparte en unos 70-75 días de lluvia que se concentran en los meses de invierno y primavera. La precipitación máxima registrada en un día es inferior los 80 mm.

La temperatura media (período 1940-85), se sitúa aproximadamente entre 15°C y 16°C, disminuyendo en el sentido SO a NE. El mes más cálido es Julio, con una media anual de máximas que varía de unos puntos a otros entre 38 °C y 41'5 °C. Diciembre y Enero son los meses más fríos con una media de mínimas variable entre 13 °C y 16 °C.

La evapotranspiración potencial es elevada, se estima que varía entre 750 mm/año y 900 mm/año, según el método de Thornthwaite.

7.2.2. Hidrología

Los terrenos representados, engloban la cabecera de tres subcuencas: Guadalmez-Esteras, perteneciente a la cuenca del Guadiana, y la de los ríos de las Yeguas y Montoro, pertenecientes a la cuenca del Guadalquivir.

Dentro de la subcuenca Guadalmez-Esteras, los principales cursos representados, son el mismo río Guadalmez, tributario del río Zújar, y sus afluentes arroyos de la Garganta y de Buenas Yervas, regulados estos dos, por los embalses de Saucedilla y de Buenas Yervas, respectivamente. El primero de ellos, con un volumen de embalse de 0.1 hm^3 , está destinado al abastecimiento de la población de Conquista y de la finca de La Garganta. El segundo, propiedad del IRYDA, tiene un volumen de 3 hm^3 y una capacidad de aliviadero de $155 \text{ m}^3/\text{s}$. Sus aguas tienen un índice de calidad general medio elevado (ICG= 88).

La subcuenca Guadalmez-Esteras cuenta con una superficie total de 2.365 km^2 y una aportación media natural de $278 \text{ hm}^3/\text{año}$ que a través del río Zújar es regulada en el embalse de la Serena.

El río Montoro recorre la zona nordeste de la Hoja. Sus aguas quedan reguladas en el embalse del mismo nombre, situado fuera de los límites de la misma. En este punto la aportación específica media es de 4.2 l/s/km^2 (periodo 1940-85). Sus aguas se destinan al abastecimiento de Puertollano, Almodóvar del Campo, Hinojosa de Calatrava, Mestanza y diversas instalaciones industriales situadas a la zona.

El río de las Yeguas, nace en Sierra Madrona y recorre la Hoja de norte a sur. Dentro de la zona se le unen los afluentes ríos Cereceda, Navalmanzano y Valmayor. Sus recursos son regulados por la presa del río de las Yeguas, en cuyo punto la aportación específica media es de 5.9 l/s/km^2 , y se destinan a abastecimiento público e industrial. La calidad de sus aguas es intermedia (ICG medio= 77.62).

7.2.3. Características hidrogeológicas

Desde el punto de vista hidrogeológico, se pueden diferenciar dos unidades cuyo límite coincide, a grandes rasgos, con el río Guadalmez.

La primera corresponde al conjunto de formaciones no consolidadas del Cuaternario y Pliocuaternario que descansan sobre rocas impermeables precámbrico-paleozoicas. Estas corresponden a depósitos fluviales, derrubios de ladera y piedemontes, de permeabilidad media-baja, que conforman acuíferos aislados de reducido interés hidrogeológico.

Los aluviales y terrazas de los ríos y arroyos constituyen pequeños acuíferos con bajas productividades y de carácter local, éstos se debe, de una parte, a su escasa extensión superficial y espesor (la potencia no supera los 3-4 m) y, de otra, su litología, en la que predomina la fracción limosa sobre los cantos y gravas cuarcíticas que los integran.

Los derrubios de ladera, situados en laderas y a pie de las sierras cuarcíticas están constituidos por cantos y gravas de cuarcita englobados en una matriz detrítica con una importante

fracción arcillosa. Estas formaciones, de permeabilidad baja, constituyen acuíferos locales en fondos de valle, donde surgen las aguas que constituyen el caudal de base de los arroyos.

La segunda unidad hidrogeológica corresponde a los afloramientos graníticos de los Pedroches, al SW de la Hoja, y que presentan una zona de alteración superficial (LEHM) que llega a superar los 10 m de potencia, sobre la que se ubican captaciones de gran diámetro utilizadas para atender las demandas de abastecimiento a caseríos y granjas (pozos de escasa profundidad y reducido rendimiento).

Todas estas formaciones se recargan por infiltración directa del agua de lluvia y sus salidas se producen por drenaje diferido a los diferentes arroyos que los recorren.

Los materiales precámbricos y paleozoicos impermeables carecen, en general, de interés hidrogeológico únicamente las cuarcitas del Arenig y las areniscas asociadas, intensamente fracturadas, presentan cierta permeabilidad. Este hecho, unido a la gran potencia de esta formación y a la elevada pluviosidad media de la zona, hace que presenten cierto potencial hidrogeológico.

Las manifestaciones hidrogeológicas de interés en esta hoja se reducen a los manantiales que, aunque drenan pequeños caudales, tienen un elevado valor social, ya que actualmente constituyen la única fuente de abastecimiento de las poblaciones de Fuencaliente y Conquista. Son de resaltar, además, las surgencias termales existentes en el pueblo de Fuencaliente, explotadas con fines medicinales (Balneario), que constituyen una importante fuente de ingresos para dicho pueblo a través del turismo que genera.

NÚMERO REGISTRO	COORDENADAS UTM	COTA (m)	TOPONIMIA	NATURALEZA	CAUDAL l/s	TEMPERATURA °C	CONDUCTIVIDAD $\mu\text{S/cm}$	RESIDUO SECO mg/l
173470001	x= 386.150 y=4.251.650	700	Telégrafos, Plaza de España nº 7	Pileta con caño Fuente	0.04	18.1	128	67.5
173470002	x= 386.150 y=4.251.650	700	Plaza de los Caidos Casa: León Ramirez	Pileta manantial		31.2	161	142.4
173470003	x= 386.150 y=4.251.650	700	Plaza de los Caidos 13, Bar	Pileta manantial		29.8	169	144.4
173470004	x= 386.150 y=4.251.650	700	Plaza de los Caidos Juanto a telégrafos	Pileta con caño Fuente	0.2	30	177	148.2
173470005	x= 386.150 y=4.251.650	700	Plaza de España	Fuente	0.03	17	59	49.2
173470006	x= 386.150 y=4.251.650	700	Plaza de los Caidos, 9	Pileta Manantial	1	28.2	282	263.4
173470007	x= 386.150 y=4.251.650	700	Balneario	Distribución de Agua Manantial		32	166	146.7
173470008	x= 386.150 y=4.251.650	700	Balneario	Depósito de Salida Manantial		31.8	140	167.1

Fuente: Manifestaciones Termales de Ciudad Real, orientadas a su posible explotación como Recursos Geotérmicos (ITGE, 1980).

Fuencaliente se abastece de los manantiales de "La Olla" y "Sierpes"; mientras que Conquista lo hace de "Fuente Tetilla". Las aguas de este último son almacenadas en el embalse de Saucedilla que también atiende la demanda de la finca denominada La Garganta (Brazatoratas).

En el estudio realizado por el ITGE titulado "Manifestaciones termales de Ciudad Real, orientadas a su posible explotación como recursos geotérmicos" (ITGE, 1980), se controlaron 8 surgencias con propiedades termales y/o carbónicas situadas todas ellas dentro de la población de Fuencaliente. En el cuadro se recoge algunas de sus principales características.

En general se trata aguas de naturaleza bicarbonatadas cálcico-sódicas. Este quimismo podría deberse a la presencia de CO_2 en profundidad, así como a la existencia de hidróxidos alcalinos procedentes de la descomposición de los feldspatos (Na^+ y Ca^{2+}) y basaltos (Mg^{2+}).

La totalidad de las muestras analizadas presentan concentraciones por debajo de los límites máximos admisibles de potabilidad según el Reglamento Técnico Sanitario (BOE de 20-9-90).

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En esta Hoja se han elegido seis puntos de interés geológico que a continuación se describen:

Punto nº 1

Se trata de una panorámica de un pliegue anticlinal de 1ª fase Hercínica en la "Cuarcita de Cantera".

Esta panorámica se ve desde la Ctra. N-420 en el p.k. 101,500, muy cerca de la entrada S del pueblo de Fuencaliente.

Punto nº 2

Pliegue de 1ª fase Hercínica en pizarras y grauwacas del culm. Este punto se localiza aguas arriba (400 m) en el arroyo de Los Términos, tomando como punto de partida el p.k. 95,2 de la N-420.

Punto nº 3

Pliegue de simetría cónica y eje curvo de la 2ª fase Hercínica en la "Cuarcita Cantera".

Se localiza en una trinchera de FF.CC. desmantelada a unos 2,5 km en el camino que une la Aldea de la Garganta con dirección a Puertollano.

Punto nº 4

Se trata de pliegues de tipo "Kink-bands" en pizarras del culm. Se localiza en el p.k. 97,800 de la Ctra. N-420.

Punto nº 5

Panorámica del Valle de Cereceda donde se pueden observar las rocas precámbricas cubiertas parcialmente por glacia.

Este punto se localiza en el Collado de los Arrayanes, apartándose hacia el N del camino que va al Valle de Cereceda saliendo desde el kilómetro 104, 5 de la carretera N-420.

Punto nº 6

Se trata de un enclave de encajamiento en la facies de la granodiorita de Los Pedroches. El afloramiento se sitúa a un kilómetro al este de la carretera N-420 en su punto kilométrico 92.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNANDEZ 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)". 1er. Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, t.I. pp. 3-14.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962).- "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. y Min., t. LXXIII pp. 193-237.*
- AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (1983).- "Memoria explicativa de la hoja nº 809, Tirteafuera". *mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAHNA. IGME.*
- BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).- "Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español". VII Reunión sobre la geología del oeste peninsular. Libro guía de la excursión geológica. Dpto. Petrología Univ. Complutense Madrid. 39 pp.
- BOUYX, E. (1970).- "Contribution a l'etude des formations ante-Ordoviennes de la meseta meridionales (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. del Inst.Geol. y Min. de España, t. 73.*
- BOUYX, E y SAUPE, F. (1966).- "Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, España)". *C.R. Acad. Sci. Fr., t. 263 pp. 321-323.*
- BUTENWEG, P. (1968).- "Geologische Untersuchungen in Ostteil der Sierra Morena Nordostlich von La Carolina (Prov. Jaén)". *Münster Forch. Geol. Paläont., H.6*
- CABANAS, R. (1968).- El macizo batolítico de Los Pedroches. Mem. Real Academia de Ciencias. Ex. Fís. y Nat. Serie Nat. nº 23, 137 pp.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1981).- Los climas de España. Vilassar de Mar. Barcelona. Oikos-Tan, 429 pp.
- CARBONELL, A. (1916).- Nota sobre los yacimientos bismutíferos de Azuel. Rev. Min. Met. Ing. Octubre 1916.
- CARBONELL, A. (1925).- Contribución que aporta el estudio de la provincia de Córdoba, como productora de minerales raros, para el examen de la península ibérica desde ese interesante punto de vista. Asoc. Esp. par el progreso de las Ciencias. X Cong. t. X, sec. 8, 61-74.

- CARBONELL, A. (1926).- Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba y en otros lugares comparables a ella geológicamente. *Rev. Min. Met. Ing.* nº 3027, pp. 333-336; nº 3028, pp. 350-354.
- CARBONELL, A. et al. (1931).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie), Hoja nº 882 (Cardeña). IGME.
- CARBONELL, A. (1946).- "Nota sobre los veneros minero-medicinales de Fuencaliente (Ciudad Real)". *Not. y com. del Inst. geol. y Min. de España*, nº 16.
- CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.; GIL IBARGUCHI, J.I. y SANCHEZ CARRETERO, . (1989).- "Aportación a la geoquímica de tierras raras (REE) en el batolito de Los Pedroches (Córdoba, España)". *Studia Geológica Salamanticensis, Volumen especial nº 4*, pp. 93-104.
- CASTELLO, R. y ORVIZ, F. (1974).- "memoria explicativa de la hoja nº 884, La Carolina". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª Serie, plan MAGNA*. IGME.
- CASTRO BAREA, P. (1921).- "Sobre los minerales bismutíferos en la provincia de Córdoba. Presencia de bismutina". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. nat.* 31.
- COUPEZ, Y.; TOMKINSON, M. y PHILLIPS, A. (1988).- "Use of correlations between structural analysis of outcrop, remote sensing and gravity data to aid exploration for base metal mineralization in the Almadén region of Spain". *2nd. Remote Sensing European workshop (Bruxelles, 1986)*. pp. 177-242.
- DEFALQUE, G.; DUMONT, P. & PANOY, G. (1971).- "Le batholite granitique de Los Pedroches et ses mineralisations". *Bol. Soc. Belge Geol. Paeon. Hidrol.* 80 (1-2), 51-60.
- DELGADO, J.C.; MARTIN-IZARD, A. y PALERO FERNANDEZ, F.J. (1988).- "Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias.*, vol. 3, fasc. 1-2-, pp. 333-350.
- DEPARTAMENTO PETROLOGIA-SALAMANCA (1980).- "Plutonism of central western Spain: A preliminary note". *Estudios Geológicos* 36 (339-348).
- DIAZ DEL OLMO, F. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1989).- "Macizo Hespérico Meridional. En Bielza de Or y V: Territorio y Sociedad de España I: Geografía Física". *Ed. Taurus*.

- ERASO, A. y GARROTE, A. (1984).- "El batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña". *Córdoba. Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 8, 235-256.
- FERNANDEZ RUIZ, J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. y QUESADA, C. (1990).- "El Plutón de El Quijo: Petrología, Geoquímica, Edad y Relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches". *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe.*
- FERNANDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; CUETO, L.A. y QUESADA, C. (1994).- "Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), Hoja nº 895 (Pozoblanco)". *ITGE. Madrid.*
- FUGANTI, A. y SERPAGLI, E. (1968).- "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician, age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 87, pp. 511-521.*
- FRASIL, G. (1954).- "Anzeichen schmelzflussigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite". *Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien* 47, 71-131.
- GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1983).- "Memoria explicativa de la hoja nº 808, Almadén". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA.*
- GAUTHIER, J.C. (1973).- "Evolution granitique, développement des granites a deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche Orientale". (*Massif central français*). *Sc. de la Terre*, 18 (4), 315-352.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1989).- "El Relieve. En Bielza de Ory V.: Territorio y Sociedad de España I: Geografía Física". *Ed. Taurus.*
- GUTIERREZ MARCO, J.C. y RABANO, 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. y Min. t. XCVIII-V, pp. 647-669.*
- HAFENRICHTER, M. (1980).- "The lower and upper boundary of the ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., (1), pp. 138-148.*
- HENKE, W. (1926).- "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von la Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Gs., 39 (2), pp. 183-204.*

- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932).- "Síntesis fisiográfica y geológica de España". *Trab. Mus. cienc. Nat. Serie Geológica. vol. 38.*
- HERTRICH, B. (1980).- "Etude géologique et minière de la région de Venta de Azujel Conquista (Cordue-Espagne)". *Trav. Lab. Géol. Struc. Appl. Orsay, 91.*
- HIBBARD, M.J. (1965).- "Origin of some alkali feldspars phenocrysts and their bearing on petrogenesis". *Am. Jour. Sc. 263, 3, 245-261.*
- JACQUIN, J.P. y PINEDA VELASCO, A. (1980).- "Sobre la metalogenia del Subdistrito de La Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación". *Stud. Geol. Salmant., t.XVI, pp. 59-70.*
- JULIVERT, M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000". *IGME.*
- KETTEL, D. (1967).- "Zur Geologie der östlichen Sierra Morena in Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Munsters. Forschung. 2. Geol. y Paläont., vol. 88, pp. 275-349.*
- LAURET, J.M. (1974).- "Recherches géologiques et minières dans la region d'Almadén-Almadenejos". *Tesis 3eme. cycle. Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay.*
- LEAL ECHEVARRIA, G.; CAPOTE, R.; GALAN, E. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1976).- "Génesis de las mineralizaciones del área Pedroches-Linares en relación con la evolución geotectónica del cinturón hercínico de Sierra Morena Oriental". *Fundación "Juan march". Inédito.*
- LIÑAN, E. (1981).- "Informe paleontológico de los materiales anteordovícicos de las hojas de Abenójar, Tirteafuera y Valdemanco". *Informe interno de Minas de Almadén. Inédito.*
- LOPEZ GOMEZ, A.; FERNANDEZ GARCIA, F.; GALAN, E.; GESTEIRO, M. y LARA, R. (1984).- "La distribución espacial de las precipitaciones en la meseta meridional: Avance de una cartografía climática". *I Reunión de estudios regionales de Castilla-La Mancha, vol. III, sec. 2ª pp. 115-126.*
- LORENZO ALVAREZ, S. y SOLE, J. (1988).- "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". *II Congreso nacional de Geología. Granada.*

- MALLADA, L. (1989).- "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* 7, 1-55.
- MALLADA, L. (1895).- "Explicación del mapa geológico de España, rocas hipogénicas y estrato cristalino". *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* 1, 107-421.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1966).- "Contribución al estudio metalogénico de Los Pedroches". *Notas y Com. IGME.* 82, 9-26.
- MARTIN RAMOS, J.D. (1973).- "Geología de Venta de Azuel". *Tesis Lic. Univ. Granada.*
- MARTIN RAMOS, J.D. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1975).- "Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches. (Venta de Azuel, Córdoba)". *Bol. IGME* 86 (3), 301-308.
- MATTAUER, M. (1976).- "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". *Ed. Omega. Barcelona.*
- MIRA, M.; ORTEGA, E. y RODRIGUEZ PEVIDA, L. (1983).- "Memoria explicativa de la hoja nº 782, Valdemanco de Esteras". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.*
- MORENO, F. (1977).- "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico". *Stud. Geol. Salmant., t. XII, pp.* 123-126.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975).- "Turbidite facies and facies associations". In E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci Luchi, A. Zanzuchi, G. Ghibaudo y S. Faccarino. Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. *Field trip A 11 Guide book. IXth Int. Con. Sedim. Nice, pp.* 21-36.
- ORTEGA, E. (1988).- "Geology and Metallogeny fo the Almadén area, Centroiberian zone, Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop (Bruxelles, 1986), pp.* 149-173.
- ORTEGA, E. y GONZALEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986).- "La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúr, nº* 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNANDEZ URROZ, J. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1988).- "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroccidental del autóctono de la zona Centroibérica". *II Congreso Nacional de Geología. Granada.*

- ORTEGA, E. y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1983).- "Memoria explicativa de la hoja nº 783 Abenójar". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2º serie, plan MAGNA. IGME.*
- ORVIZ, F.; CASTELLO, R. y MARTINEZ DEL OLMO, W. (1975).- "Memoria explicativa de la hoja nº 885, Santisteban del Puerto". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, MAGNA. IGME.*
- PALERO, F.J. (in prep.).- "Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.*
- PALERO, F.J. y MARTIN-IZARD, A. (1988).- "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la caliza Urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía. vol. 11-1, pp. 179-189.*
- PARDO, M.V. (1983).- "Bioestratigrafía del Devónico de Almadén". *Tesis de licenciatura. Universidad de Oviedo.*
- PARDO, M.V. y GARCIA ALCALDE, J.L. (1984).- "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología, Vol. 14, pp. 79-120.*
- PENHA, M.H. y ARRIBAS, A. (1974).- "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. Min., t. LXXXV-III, pp. 271-273.*
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trab. Neog.-Cuat. 9, 23-26.*
- PEREZ LORENTE, F. (1979).- "Geología de la zona Ossa-Morena, al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)". *Tesis doctoral. Universidad de Granada.*
- PINEDA, A. (1987).- "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del Norte de El Contenillo (Jaén)". *Bol. Geol. y Min. t. XCVIII-VI, pp. 780-793.*
- POUPON, G. (1971).- "Contribution á l'étude de la region d'Aldeaquemada (Jaén), Espagne". *Thèse Univ. Paris-Sud. Centre d'Orsay.*
- QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNANDEZ RUIZ, I, y LARREA, F.I. (1994).- "Mapa Geológico de España, escala 1: 50.000 (2ª serie) MAGNA, hoja nº 882: CARDEÑA". *ITGE. MADRID*

- RAMSAY, J.G. (1967).- "Folding and Fracturing". *McGraw Hill ed. London*.
- RAMSAY, J.G. (1980).- "Shear zone geometry: a review". *Journal of structural Geology.*, vol. 2 nº 1/2, pp. 83-99.
- RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1987).- "The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures". *Academic Press ed. London*.
- REDLIN, L. (1955).- "Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Wilhelms-Univers. Münster*.
- RIBEIRO, A. (1974).- "Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes oriental". *Serv. Geol. de Portugal. mem. 24 (Nova seire)*, pp. 1-168.
- RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. y ORTEGA, E. (in lit.). "Memoria explicativa de la hoja nº 883, Hinojosa del duque". *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie, plan MAGNA, IGME*.
- ROIZ, J.M. (1979).- "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid*.
- SAN JOSE LANCHI, M.A. (1983).- "El complejo sedimentario pelítico-grauwáquico". *En Geología de España. Libro jubilar de J.M. ríos. IGME*, pp. 91-99.
- SAUPE, F. (1971).- "La serie ordovicienne et silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles". *In: colloque ordovicien-silurien Bress. Mem. B.R.G.M., vol. 73*, pp. 355-365.
- SAUPE, F. (1973).- "La Geologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre., nº 29, B.R.G.M.*
- SWIFT, F.J.P. (1976).- "Continental shelf sedimentation. Marine sediment transport an environmental Management". *Ed. Stanley y Swift. Wiley*, pp. 311-350.
- TAMAIN, G. (1967).- "El Centenillo zone de reference pour l'etude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. paris. t. 265*, pp. 389-392.
- TAMAIN, G. (1972).- "Recherches Geologiques et minières en Sierra Morena Orientale, Espagne". *Thèse ^{3ème} cycle. Universite de Paris Sud. Centre d'Orsay*.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 847840744-8



9 788478 407446