

**ESTUDIO GEOLOGICO A ESCALA 1:50.000
(MAGNA), DE LAS HOJAS NUMEROS 919,
920, 921, 922, 923, 940, 941, 942, 962 Y 963
(SEVILLA-CORDOBA).**

**MEMORIA DE LA HOJA DE SANTA MARIA
DE TRASSIERRA Nº 922 (15-37)**

La presente hoja ha sido realizada por INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA) con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (ITGE), habiendo intervenido:

Cartografía y Memoria:

ROLDAN GARCIA, F.J.	Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
APALATEGUI ISASA, O.	Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
SANCHEZ CARRETERO, R.	Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Sedimentología:

ROLDAN GARCIA, F.J.	Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
---------------------	---------------------------------------

Petrología Sedimentaria:

MARTIN PENELA, A.	Dr. en Ciencias Geológicas (Autónomo)
-------------------	---------------------------------------

Petrología Ignea y Metamórfica:

SANCHEZ CARRETERO, R.	Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
-----------------------	--

Micropaleontología:

SERRANO LOZANO, F.	Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Málaga)
--------------------	---

Macropaleontología:

LIÑAN GUIJARRO, E.	Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Zaragoza)
--------------------	---

Hidrogeología:

ROLDAN GARCIA, F.J.	Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
---------------------	---------------------------------------

Recursos Minerales:

ROLDAN GARCIA, F.J.	Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
---------------------	---------------------------------------

Dirección y Supervisión del I.T.G.E.:

GABALDON LOPEZ, V.	Dr. en Ciencias Geológicas (ITGE)
--------------------	-----------------------------------

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras, columnas y fotografías.
- Columnas estratigráficas.

INDICE

	<u>Pág.</u>
0.- INTRODUCCION	1
0.1.- SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS	2
0.2.- ANTECEDENTES	3
1.- ESTRATIGRAFIA	5
1.1.- PRECAMBRICO	9
1.1.1.- Esquistos y pizarras on intercalaciones de cuarcitas negras (9) (Serie Negra)	9
1.1.2.- Pizarras y grauvacas con niveles de conglomerados (10) .	10
1.1.3.- Serie volcanosedimentaria de andesitas, pizarras y tobas (11) con niveles predominantes de pizarras (12), cineritas y tobas ácidas (13), riolitas (14), cineritas (16) y andesi- tas masivas (15) en ocasiones brechoides	12
1.2.- PALEOZOICO	14
1.2.1.- Areniscas arcósicas y pizarras con intercalaciones de con- glomerados (17) (F. Torreárboles)	14
1.2.2.- Pizarras, areniscas y calizas (18) con niveles de calizas masivas (19)	16
1.2.3.- Cuarcitas (20) (Cuarcitas de los Villares)	18
1.2.4.- Pizarras, areniscas y cuarcitas (21) con pasadas de cuarci- tas inmaduras (22)	19
1.2.5.- Esquistos, pizarras, areniscas y cuarcitas (23) con niveles de cuarcitas (24)	21
1.3.- CARBONIFERO	23
1.3.1.- Conglomerados de matriz arcillosa (25)	23
1.3.2.- Pizarras y areniscas (26)	24
1.3.3.- Andesitas (27), dacitas (28) y pórfidos cuarzo-monzodiorí- ticos (29) (Complejo volcánico de La Campana)	24
1.4.- NEOGENO (MIOCENO)	25
1.4.1.- Gravas, arenas y limos rojos (30) (Messiniense)	26
1.4.2.- Arenas, limos y limos-margosos amarillos (31) (Messi- niense)	28
1.4.3.- Calizas de algas, calcarenitas y calcirruditas (32) (Messiniense)	29
1.4.4.- Margas gris-azuladas (33) (Messiniense)	30
1.5.- PLIOCUATERNARIO	31

	<u>Pág.</u>
1.5.1.- Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales (34) (Pliocuaternario)	31
1.6.- CUATERNARIO	32
1.6.1.- Gravas, arenas y limos (35) (Terraza) (Holoceno)	32
1.6.2.- Trabertinos (36) (Holoceno)	33
1.6.3.- Gravas y arcillas. Coluviones (37) (Holoceno)	33
1.6.4.- Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (38) (Holoceno)	34
1.6.5.- Gravas y arenas. Canal fluvial (39) (Actual)	34
2.- TECTONICA	36
2.1.- ENCUADRE REGIONAL	37
2.2.- OROGENIA CADOMIENSE	37
2.3.- OROGENIA HERCINICA	39
2.4.- OROGENIA ALPINA	43
3.- PETROLOGIA	45
3.1.- ROCAS IGNEAS	46
3.1.1.- Magmatismo cadomiense	47
3.1.1.1.- Coladas volcánicas	47
3.1.1.2.- Tonalitas anfibólicas (1)	50
3.1.2.- Magmatismo hercínico	52
3.1.2.1.- Andesitas (La Campana) (27)	52
3.1.2.2.- Dacitas (Ceperuela) (28)	53
3.1.2.3.- Pórfidos cuarzo-monzodioríticos (Nava Serrano) (29)	54
3.1.2.4.- Gabros piroxénicos-anfibólicos y/o anfibólicos (C. Ojelos) (2)	55
3.1.2.5.- Tonalitas y granodioritas biotítico-anfibolíticas (± piroxeno) (Rosal) (3)	57
3.1.2.6.- Granito biotítico ± anfibólico (Los Arenales) (4)	58
3.1.2.7.- Granito granofídico biotítico (± anfíbol) (Peñas Pardas) (5)	58
3.1.2.8.- Granito biotítico (Castro y Picón) (6)	60
3.1.2.9.- Rocas filonianas	61
3.2.- ROCAS METAMORFICAS	
3.2.1.- Metamorfismo regional	62
3.2.2.- Metamorfismo de contacto	63

	<u>Pág.</u>
4.- HISTORIA GEOLOGICA	68
4.1.- CICLO CADOMIENSE	69
4.2.- CICLO HERCINICO	71
4.3.- CICLO ALPINO	74
5.- GEOLOGIA ECONOMICA	77
5.1.- HIDROGEOLOGIA	78
5.1.1.- Climatología	78
5.1.2.- Hidrología superficial	81
5.1.3.- Características Hidrogeológicas	81
5.1.3.1.- Unidad Carbonatada del Cámbrico	82
5.1.3.2.- Unidad del Mioceno de Base	83
5.1.3.3.- Unidad Detrítico del Guadalquivir	84
5.2.- RECURSOS MINERALES	84
5.2.1.- Minerales metálicos	84
5.2.2.- Rocas Industriales	85
6.- BIBLIOGRAFIA	86

0.- INTRODUCCION

0.- INTRODUCCION

0.1.- SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La hoja de Santa María de Trassierra se ubica en el borde meridional de Sierra Morena, en su zona de unión o entronque con la Depresión del Guadalquivir.

Administrativamente, pertenece a la provincia de Córdoba, el único núcleo de población de cierta entidad es el pueblo de Santa María de Trassierra, si bien en el borde SE de la Hoja junto al Valle del Guadalquivir, existe una población diseminada en urbanizaciones y pequeñas concentraciones urbanas como la de Villarrubia, y el Veredón de los Frailes.

El relieve es muy quebrado, si bien la diferencia de cotas entre los puntos extremos no sobrepasa los 600 m. La orografía está controlada fundamentalmente por la litología de los materiales, dando lugar a la formación de pequeñas sierras paralelas a las directrices o rumbo de las capas.

La red fluvial está muy desarrollada debido a la impermeabilidad de los materiales; el encajamiento que se observa en la red actual, está provocado por el descenso del nivel de base de los ríos.

Todos los ríos de la zona, drenan sus aguas al Guadalquivir, siendo los más importantes el Guadiato y la Cabrilla; existe un embalse dentro de la hoja (Embalse de la Breña), cuya cota de agua máxima alcanza los 150 m, si bien existe un proyecto de recrecer la cerrada hasta cotas de 180 m.

Las vías de comunicación son escasas y deficientes; entre ellas están la carretera de Posadas a Villaviciosa de Córdoba, y de ésta a Córdoba. Debido al mallado de las fincas, se han perdido la casi totalidad de las vías pecuarias, así como las veredas de carne, siendo difícil transitar fuera de las carreteras antes mencionadas.

0.2.- ANTECEDENTES

Son escasos los trabajos geológicos realizados en el área que cubre el Proyecto, y no hay ninguno que incida de forma general sobre él, a excepción de la hoja geológica realizada durante el Plan MAGNA (1972).

En lo referente al zócalo Paleozoico y Precámbrico, hay algunos trabajos que inciden en su problemática geológica; en 1971 CAPDEVILLA, R. et al. plantean un esquema geológico global sobre la ZOM (Zona de Ossa-Morena), seguido posteriormente por PARGA, R. y VEGAS, R. (1972) en el que a grandes rasgos se siguen los esquemas apuntados por LOTZE, E. (1945) para el conjunto de la Península Ibérica.

También en el año 1971 DELGADO QUESADA, M. plantea un esquema global para la ZOM, en el que se aportan argumentos sobre la existencia de una orogenia finiprecámbrica, resucitando así las ideas originales de MACPHERSON (1879).

En la década de los 70 se realizan diversos trabajos de licenciatura y doctorado en la ZOM en los que por regla general se tiende a magnificar los efectos de la orogenia u orogenias finiprecámbricas. Algunos de los trabajos de esta época inciden de forma directa en el área de estudio, como son los de LIÑAN, E. (1976) que ponen en evidencia la originalidad de las faunas paleozoicas de la ZOM.

En el año 1977 DELGADO QUESADA, M. et al. plantean un esquema de división en dominios de la ZOM que es seguido por la mayoría de los autores que trabajan posteriormente en el área.

Más o menos en estas fechas comienzan los trabajos del Plan MAGNA en la ZOM, cuyos resultados más relevantes quedan plasmados en las memorias de las Hojas correspondientes; estos trabajos suponen un avance fundamental en el conocimiento de la evolución geológica de la ZOM, el cual queda plasmado además en una serie de publicaciones y trabajos monográficos, así como por la publicación de diversas tesis doctorales de investigaciones de las Universidades que participan en dichos trabajos.

En cuanto a trabajos bibliográficos previos existentes sobre el Neógeno y Cuaternario de la Hoja, sólo se dispone del Plano y Memoria del Plan MAGNA antiguo. Los nuevos datos existentes en el marco de la Depresión del Guadalquivir, determinan una remodelada y actualizada geología de las formaciones aflorantes.

Sin embargo, ha sido de gran utilidad la recopilación y reinterpretación de todos los datos consultados sobre columnas de sondeos para la captación de agua subterránea y de la sísmica existente en áreas limítrofes.

1.- ESTRATIGRAFIA

1.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en el área de estudio, son por una parte rocas metamórficas e ígneas de edad Precámbrico–Paleozoico y por otras rocas sedimentarias de edad Neógeno; además existen amplios depósitos de materiales cuaternarios en relación con la red fluvial actual.

Las rocas ígneas y metamórficas se integran en la denominada por LOTZE, F. (1945) Zona de Ossa–Morena (ZOM) y más concretamente en los dominios de Sierra Albarrana y Zafra–Alanís–Córdoba (DELGADO QUESADA, M. et al., 1976).

La revisión de la idea de los dominios geológicos de la ZOM fue acometida por APALATEGUI, O. et al., al comprobar que idénticos materiales o grupos de materiales estaban representados en distintos dominios, si bien la evolución dinamo térmica que presentan puede ser diferente.

Dichos autores sugirieron que todos los materiales de la ZOM se pueden integrar en dos grandes grupos o supergrupos de rocas caracterizadas por la asociación de formaciones litológicas que siempre aparecen relacionados en el campo y entre los cuales se suelen dar tránsitos graduales, y denominaron:

Grupo de Córdoba–Fuente Obejuna

Grupo de Sierra Albarrana

Las formaciones que integran el primer grupo son, de techo a muro, las siguientes:

Formación detrítica

Formaciones carbonatadas y detríticas

Formación detrítica (Torreárboles)

Formación volcánica (Malcocinado)

Serie Negra

Neises de Azuaga

El segundo grupo (grupo de Sierra Albarrana) queda perfectamente definido en Sierra Albarrana, y está formado por:

– Cuarcitas de Sierra Albarrana

– Micaesquistos de la Albariza

– Filitas con pasadas arenosas (Formación de Azuaga)

Según dichos autores los materiales de segundo grupo son posiblemente de edad Cámbrico medio–Ordovícico inferior, y se situarían sobre los del anterior grupo.

Paralelamente a este trabajo, y debido al mejor conocimiento estructural de la ZOM, empezó a ponerse de manifiesto una estructura tangencial de gran

envergaduras con el desarrollo de pliegues tumbados, mantos y cabalgamientos de gran amplitud. Debido a ello, se planteó una división en Unidades tectónicas, entendiendo como tal una porción de la corteza con una estratigrafía y estructura determinada que presentaba problemas de conexión con las rocas de su entorno. Sin lugar a dudas se ha abusado de este criterio, y el resultado es una proliferación de unidades que no tienen razón de ser.

Una vez finalizados los trabajos de cartografía a escala 1:50.000 en la ZOM, y acometidos ciertos trabajos de síntesis, se puede plantear una secuencia estratigráfica única muy próxima a la anteriormente referida, si bien conviene diferenciar entre las secuencias que afloran a uno y otro flanco del anticlinorio Olivenza-Monesterio, el cual se bislumbra como un límite paleogeográfico de entidad dentro de la ZOM, en el tránsito precámbrico-cámbrico.

En el presente trabajo se mantiene además el término de Unidad Loma del Aire, caracterizada por una secuencia de materiales más propios del flanco sur del anticlinorio Olivenza-Monesterio, que aflora sin embargo en el flanco norte.

La Cuenca del Guadalquivir se inscribe en un marco geológico de cuenca de antepaís (PORTERO y ALVARO, 1984 y ROLDAN, 1995), producto de la compresión por colisión oblicua entre las placas Africana y Euroasiática. El relleno sedimentario de la cuenca del Guadalquivir se efectuó, sobre un basamento constituido en su mayor parte por la Meseta Ibérica (borde pasivo) y la parte más septentrional de las Zonas Externas (borde activo).

La hoja de Córdoba se sitúa sobre un segmento del borde pasivo, en el cual se desarrollan facies de abanicos aluviales (de carácter mixto) sobre una plataforma terrígeno-carbonatada que se hunde suavemente hacia el sur, hasta conectar con la cuenca o parte axial de la Cuenca del Guadalquivir.

Los materiales aflorantes corresponden al Mioceno superior y la edad de los mismos es Messiniense, que solapan a su vez a materiales de edad Tortoniense hacia posiciones más orientales de la cuenca.

Las descripciones estratigráficas, se harán en orden cronológico de más antiguo a más moderno, y se prestará atención especial a las diferencias observables para una misma formación en las distintas unidades mencionadas.

1.1.- PRECAMBRICO

Se incluyen en este apartado a un conjunto, fundamentalmente metadetrítico, de esquistos, pizarras y grauvacas con intercalaciones de metavolcanitas y conglomerados, al que se le superpone otro metavolcánico a techo conocido como Formación Malcocinado.

A escala regional la Serie Negra ha sido subdividida en dos sucesiones (EGUILUZ, L., 1988). La inferior compuesta por esquistos y cuarzoesquistos biotíticos con pasadas de anfibolitas y cuarcitas negras (Sucesión Montemolín). La superior de esquistos biotíticos y grauvacas volcanoclásticas con intercalaciones de metavolcanitas y conglomerados ocasionales (Sucesión Tentudía).

Dentro del área de estudio, los materiales imputables a la Serie Negra afloran sólo en la Unidad Loma del Aire, donde están representadas las dos sucesiones que la componen.

1.1.1.- Esquistos y pizarras con intercalaciones de cuarcitas negras (9) **(Serie Negra)**

Estos materiales son los más bajos de las sucesiones metamórficas aflorantes, son un conjunto de esquistos y pizarras biotíticas, con intercalaciones de

cuarcitas negras, que afloran en el extremo suroccidental de la hoja, entre el embalse de la Breña, y las proximidades de el cortijo de la Cabrilla. El afloramiento cierra hacia el oeste sin llegar a tocar el extremo occidental de la hoja, debido a un cierre sinquistoso, continuación del reconocido en la vecina hoja de Las Navas de la Concepción a la altura del Cerro del Cura.

Los términos más bajos de esta sucesión, son esquistos y pizarras grafitosas de grano fino o muy fino, con intercalaciones de niveles arenoso-grauváquicos en bancos de espesor centimétrico-decimétrico más abundantes hacia el techo, que dan estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, como granoselección y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, en el muro de lagunas capas se observan estructuras de impacto o arrastre del tipo *grove cast* o *chevron cast*.

1.1.2.- Pizarras y grauvacas con niveles de conglomerados (10)

Por encima de los materiales anteriormente descritos, y en tránsito gradual, aparece una sucesión muy monótona compuesta por una alternancia decimétrica de pizarras marrones y grauvacas (en ocasiones microconglomeráticas) que intercalan en diversas posiciones niveles conglomeráticos en ocasiones muy potentes.

Esta sucesión aflora en el extremo suroccidental de la Hoja, desde las proximidades de la mina de la Calderona, hasta el Collado de las Víboras. Buenos afloramientos de esta formación se reconocen en las proximidades de la Finca de Cabeza de Pedro, en las márgenes de las colas del embalse de la Breña, y en las fincas El Herrero y Pambrión.

Las pizarras, son de color marrón o crema, satinadas, a veces algo arenosas, laminadas, con textura clástica, compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico, minerales micáceos (clorita y sericita) y accesorios (circón, turmalina, opacos, etc.).

En los niveles laminados, se observan en los lechos arenosos estructuras de ordenamiento interno, como laminación cruzada de bajo ángulo y granoselección.

Los conglomerados aparecen como masas irregulares de bastante continuidad, intercalados entre el resto de los materiales clásticos de la sucesión. Se disponen en bancos métricos (1 a 5 m) y son especialmente abundantes a techo de la sucesión; muy espectaculares son los afloramientos próximos a la Casa del Herrero donde los conglomerados adquieren gran extensión. Los cantos son en ocasiones monominerálicos (cuarzo y feldespatos), y otras veces fragmentos de rocas de diversa composición, entre los que destacan los procedentes de rocas granudas (granodioritas-tonalitas) de rocas volcánicas (andesitas), de metavolcanitas ácidas, pizarras y posibles cuarcitas. La matriz es de naturaleza pizarrosa grauváquica, similar a la descrita en los apartados anteriores.

El material volcánico reconocido en esta sucesión es fundamentalmente de naturaleza andesítica o cuarzoandesítica, y se trata de posibles coladas de pequeño espesor y escasa continuidad lateral.

Por su posición, inmediatamente debajo de una serie volcanoclástica, estos materiales habría que correlacionarlos con la parte más alta de la Serie Negra (Sucesión Tentudía), si bien aquí la sucesión es más grosera y son más abundantes los niveles conglomeráticos, que en el sitio donde fue definida. Materiales parecidos en la ZOM, que ocupan una posición similar, aparecen al norte de Llerena donde estos niveles conglomeráticos fueron denominados por CHACON, J. (1979) "Conglomerados de Cordiales".

El espesor de los materiales aflorantes de esta sucesión es de unos 500 m.

1.1.3.- Serie volcanosedimentaria de andesitas, pizarras y tobas (11) con niveles predominantes de pizarras (12), cineritas y tobas ácidas (13), riolitas (14), cineritas (16) y andesitas masivas (15) en ocasiones brechoides

Se incluye en este apartado a un conjunto de materiales volcánicos y/o volcanoclásticos, junto a otros metasedimentarios, que afloran en el borde meridional de la hoja, y que son los términos más bajos de la Unidad del Flanco Norte.

Son diversas las denominaciones aplicadas a estas rocas, si bien se mantiene la de F. Malcocinado por ser la más aceptada (FRICKE, 1941).

Esta formación volcanoderivada está representada, aquí fundamentalmente por volcanitas básicas con algunas intercalaciones de volcanitas ácidas, así como tobas, cineritas y metasedimentos.

La sucesión se compone fundamentalmente de material volcánico y/o volcanoclástico básico y/o intermedio, si bien se reconocen algunas pasadas de volcanitas ácidas de cierta importancia, muy bien representadas en las proximidades del Cerro de la Cigarra. También se han reconocido algunas intercalaciones de tobas gruesas así como de material detrítico poco evolucionado (epiclástitas).

Las rocas volcánicas básicas son rocas más o menos masivas, de color verde oscuro ceniza, o incluso morado, en las que destacan a simple vista algunos microfenocristales de plagioclasa de color claro. Las rocas tobáceas presentan en el campo un aspecto similar a las anteriores, si bien muestran mejor los efectos de la deformación penetrativa.

Las cineritas aparecen en la mitad occidental del afloramiento, en las proximidades del Cortijo de Mojón Blanco y el Parralejo; se trata de intercalaciones

decamétricas de una roca grisácea de grano fino, esquistosada, muy oxidada y gossanizada en ocasiones. Al microscopio se observa una roca detrítica formada por clastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de rocas andesíticas, en una matriz micácea muy abundante y débilmente recristalizada.

Los metasedimentos son pizarras de color marrón claro, laminadas con lechos arenosos milimétricos o centimétricos, que aparecen en distintas posiciones dentro de la sucesión volcánica, si bien son más abundantes al muro de la misma; en ocasiones como en el Cerro de la Cigarra estos niveles detríticos se asocian a niveles de tobas y cineritas ácidos de color claro e igualmente laminados. Los niveles de tobas ácidas se asocian a los tramos basales de la sucesión volcanosedimentaria, mientras que los niveles lávicos ácidos se reconocen en distintas posiciones de la misma.

A escala regional, este volcanismo se interpreta como un volcanismo sinorogénico, ligado a un margen activo de tipo andino o de arco isla de edad Precámbrico Superior; el carácter calcoalcalino de la Formación (SANCHEZ CARRETERO, et al., 1988) y sus relaciones espacio-temporales con los materiales precámbricos y paleozoicos así lo sugiere.

La edad de la Formación Malcocinado, por criterios estratigráficos, estaría comprendida entre el Rifeense superior (edad de la Serie Negra infrayacente) y el Vendiense (edad de la F. Torreárboles que la recubre discordantemente). La única evidencia paleontológica se debe a LIÑAN, et al.(1981), que citan estromatolitos, oncolitos, algas cianofíceas y problemática, cerca de Córdoba (hoja de Villaviciosa de Córdoba), de posible edad Rifeense superior.

1.2.- PALEOZOICO

El ciclo hercínico se inicia en la ZOM con una transgresión generalizada de edad Vendiense–Ovetiense materializada por los depósitos arenosos, limosos y conglomeráticos de la F. Torreárboles. Después se instala una plataforma carbonatada que dá lugar al depósito de las formaciones detrítico–carbonatadas cámbricas de edad Cámbrico Inferior.

El Cámbrico medio se caracteriza a escala regional por una formación detrítica de plataforma siliciclástica, que dá paso a unos sedimentos pelítico arenosos de plataforma somera.

Dentro del área de estudio se incluye dentro de este apartado el amplio afloramiento pizarroso localizado al norte de la Falla de Malcocinado (pizarras de Azuaga de DELGADO QUESADA, 1971), así como las series detríticas superiores al cámbrico carbonatado que afloran en el área de estudio, las cuales son conocidas como Formación de Los Villares (LIÑAN, E. 1978).

1.2.1.- Areniscas arcósicas y pizarras con intercalaciones de conglomerados (17) **(F. Torreárboles)**

En la hoja de Santa María de Trassierra estos materiales afloran en una banda de unos 0,5 a 1,5 km de anchura, que discurre con dirección próxima a E–O por la parte central de la hoja. En el extremo oriental de la hoja, esta formación llega a desaparecer, o queda reducida a un nivel conglomerático de espesor inferior a 0,5 metros, eso al menos ocurre en el área del Mirador de las Niñas, donde las formaciones detrítico–carbonatadas cámbricas, llegan a reposar directamente sobre las volcanitas finiprecámbricas.

Esta unidad se ordena en estratos generalmente masivos de espesor variable comprendido entre varios decímetros y el metro. Las superficies de estratificación son irregulares, destacando las bases onduladas de los estratos. Litológicamente la sucesión la forman cuarcitas y areniscas moscovíticas de color variable, blancas y cremas y violáceas. En ocasiones hay pasadas de conglomerados intercalados entre los bancos de areniscas, con morfologías lenticulares y canaliformes. Las estructuras de ordenamiento interno más comunes son laminaciones paralelas, estratificaciones cruzadas, generalmente de gran ángulo, y granoselecciones. Las areniscas son de naturaleza arcósica (metaarcosa) procedentes de un sedimento detrítico formado por cuarzo y feldespatos, y en menor proporción fragmentos de rocas; los elementos clásticos suelen ser angulosos y/o subangulosos y de baja esfericidad y de tamaño inferior al milímetro; además, conforman una trama muy densa en la que los clastos están en contacto mutuo, con lo cual la matriz micácea que ocupa los espacios intergranulares es escasa (menos del 5%). Los clastos de los conglomerados son generalmente redondeados y de tamaño variable, llegando a alcanzar hasta varios decímetros de diámetro; la naturaleza de los mismos depende en gran medida del sustrato sobre el que se asienten, así pues en las inmediaciones de las Ermitas, la mayoría de los cantos pertenecen a coladas andesíticas y en menor proporción existen los de naturaleza cuarcítica y granítica.

La escasez de buenos afloramientos de estos materiales no permite establecer con garantías el medio sedimentario en el ámbito de la hoja. Sin embargo, estudios sedimentológicos realizados en la vecina hoja de las Navas de la Concepción, sugieren que estos sedimentos debieron estar adscritos a un ambiente fluvial.

La edad atribuida a estos materiales es Cordubiense según LIÑAN (1978), al haber determinado algunos icnofósiles de tipo *Planolites sp.* y *Teichichus sp.*

1.2.2.- Pizarras, areniscas y calizas (18) con niveles de calizas masivas (19)

Sobre la formación arcósica, y en tránsito gradual sobre ella, aparece una sucesión de pizarras, areniscas y calizas marmóreas, que se extiende de un extremo al otro de la hoja. Esta sucesión está muy bien desarrollada en la mitad oriental de la misma en las inmediaciones de Santa María de Trassierra donde existen afloramientos muy amplios que coinciden con un gran cierre sinclinal; hacia el oeste la sucesión es más estrecha y parece parcialmente laminada, si bien en el extremo occidental de la hoja, en las proximidades del Cortijo del Sapito, vuelve a haber un engrosamiento por pliegue de dicha sucesión. A destacar también el afloramiento correspondiente al cierre anticlinal de El Castaño (ver esquema tectónico), y un pequeño afloramiento en forma de cuña alargado en la dirección E-O, que define un área deprimida entre las Lomas de El Vellón y la de Baijones.

Todo el conjunto cartografiado, que pertenece a este epígrafe, corresponde a las Formaciones Pedroche y Santo Domingo en el sentido de LIÑAN (1978), las cuales presentan dos secuencias dentro de la misma unidad sedimentaria, de tal forma que la similitud de facies existente entre ellas, impide poder separarlas cartográficamente con criterios objetivos a la escala de este trabajo. El espesor de toda la unidad puede superar los 500 m de potencia.

La secuencia estratigráfica más común está constituida por una alternancia de calizas grises y pizarras y areniscas de colores variados (cremas, verdes y violáceos). Una sección representativa de esta unidad se ha obtenido junto al arroyo Pedroche, donde LIÑAN (1978) definió la formación que lleva este nombre. Se han reconocido 170 m de secuencia, en la cual se han identificado 17 intervalos. Los tres intervalos sedimentarios inferiores muestran, de modo irregular, niveles alternantes de lutitas, areniscas finas y bancos tableados y lenticulares de calizas; también hay calizas nodulosas, calizas masivas carstificadas y calizas grises con arqueociatos a techo. Los intervalos restantes muestran 14 ciclos granodecrecientes constituidos por: areniscas finas

y lutitas y carbonatos (en su mayor parte calizas grises tableadas o masivas con arqueociatos y trilobites). Las calizas suelen tener componentes calcíticos formados por oolitos y oncolitos, además son muy comunes los estromalitos, probablemente en relación con estructuras algales. Las lutitas suelen presentar laminación paralela y las areniscas ripples y estratificaciones cruzadas de pequeña escala.

Por encima de la secuencia descrita la sucede un conjunto detrítico-carbonatado (Formación Santo Domingo, LIÑAN 1978), formado por una alternancia más o menos irregular de calizas grises con sílex, areniscas y pizarras violáceas. Las areniscas evidencian un gran aporte de terrígenos a la cuenca, y denuncian un cambio de la sedimentación. Estas areniscas están constituidas por fragmentos de tamaño arena fina, cuya naturaleza es de cuarzo, feldespatos y placas de moscovita; el cemento que envuelve a los clastos es de naturaleza dolomítica y siderítica, y se dispone formando un bandeado que determina la estratificación.

La sedimentación de esta unidad debió realizarse en un ambiente de plataforma externa muy somera, con un régimen sedimentario de carácter mixto, caracterizado por intervalos cíclicos de terrígenos y carbonatos con abundante fauna de: arqueociatos, hyolítidos, gasterópodos, ostrácodos y trilobites. La sucesión de los intervalos, terrígenos-carbonatados, con estructuras sedimentarias de tipo laminación y ripples en los primeros y estromatolitos en relación con algas y fauna variada, sugiere un ambiente de llanura mareal. La presencia ocasional de oolitos indicaría reactivaciones energéticas del medio carbonatado que originaría este tipo de texturas en las rocas. Así mismo, la presencia de niveles de calizas nodulosas podría estar en relación con horizontes de sedimentación muy someros (condensados). A techo de la unidad donde los intervalos sedimentarios son más irregulares y donde dominan los terrígenos sobre los carbonatos, denunciaría un cambio en las condiciones de sedimentación pasando a ser una plataforma con mayor incidencia detrítica.

La edad de esta unidad ha sido determinada por numerosos autores como Cámbrico inferior en base a la presencia de arqueociatos en las calizas. LIÑAN (1978) y LIÑAN et al. (1995) han datado esta Formación Pedroches como Ovetiense, en base al hallazgo de trilobites del género *Bigotina* y *Lamdadella*.

1.2.3.- Cuarcitas (20) (Cuarcitas de los Villares)

Sobre la formación detrítica carbonatada reposa una barra cuarcítica de distribución irregular, conocida como Cuarcita de Castro y Picón (DELGADO QUESADA, M. 1971) o como miembro inferior de los Villares (LIÑAN, 1978), la cual ha sido correlacionada con las Cuarcitas de la Sierra de Castelar en las proximidades de Zafra, LIÑAN et al. (1995).

Estos materiales constituyen un buen nivel guía que separa las unidades detrítico-carbonatadas (formaciones Pedroche y Santo Domingo) de la detrítica (F. los Villares), y se puede tomar como límite entre el Cámbrico inferior y medio.

La morfología de los estratos es variable según los intervalos sedimentarios; así pues, puede ser tabular con espesor de orden centimétrico a métrico y tabular con tendencia cuneiforme o sigmoidal en estratos de potencia métrica.

La litología está formada por una alternancia de areniscas cuarzosas y cuarcitas de color gris claro, en las que eventualmente se reconocen niveles lutíticos de orden centimétrico. En una sección estratigráfica levantada en las proximidades de la ermita de Santo Domingo, en la vecina hoja de Córdoba, se han reconocido 11 intervalos de depósito. Están caracterizados de forma general por ciclos métricos en los que se reconoce, una parte inferior formada por areniscas tabulares con laminación paralela probablemente de alta energía, y una parte superior con cuarcitas que presentan abundantes estructuras onduladas de tipo *hummocky*, si bien a muro de estas se reconocen laminaciones paralelas. Eventualmente se localizan a techo de estos ciclos,

niveles de espesor milimétrico a centimétrico de lutitas algo arenosas. Este tipo de secuencia podría ser compatible con la secuencia de estratificación cruzada *hummocky* en el sentido de WALKER et al. (1983) y DOTT y BOURGEOIS (1982), en las cuales los estratos de areniscas con laminaciones paralelas serían compatibles con el término P, las cuarcitas con estructuras de tipo *hummocky* con el término H, las estructuras onduladas de techo con el término X y los niveles lutíticos con el término M. En líneas generales la secuencia se presenta relativamente amalgamada, en la cual la secuencia elemental más común es de tipo PHX.

El medio sedimentario que se deduce de esta secuencia podría estar relacionado con una plataforma siliciclástica de carácter proximal dominada por tormentas, en la cual cada intervalo representaría episodios cíclicos de tempestad-calma. Durante las tormentas el material que se pone en suspensión, es distribuido y después depositado bajo la acción de las corrientes de retorno primero y posteriormente por los flujos oscilatorios producidos por estos fenómenos meteorológicos. La escasa presencia de niveles lutíticos se asocia con los periodos de calma, sin embargo la sucesiva actividad de estos fenómenos debió actuar de forma rápida, de modo que no diera tiempo a consolidar este sedimento.

El espesor de este nivel cuarcítico es variable y oscila entre 0 y 80 metros.

1.2.4.- Pizarras, areniscas y cuarcitas (21) con pasadas de cuarcitas inmaduras (22)

Sobre los materiales anteriores reposan unas filitas y metarenitas de color verde oscuro, moscovíticas, bioturbadas, que afloran en la mitad norte de la Hoja, y que constituye el miembro superior de la Formación de los Villares.

Los afloramientos más importantes se reconocen entre la Falla de Malcocinado y la de Castro y Picón, aflorando a ambos lados (flancos) del anticlinal del

Castaño. Otro afloramiento importante y muy significativo es el localizado al este de la falla de Castro y Picón, donde dicha formación describe un gran cierre perisinclinal sobre las formaciones carbonatadas (Sinclinal de Córdoba).

Es difícil establecer una columna sintética de este miembro, debido a la dificultad de correlacionar las columnas parciales de cada afloramiento. El muro de esta sucesión está representado al este del anticlinal Castaño, y lo componen pizarras arenosas grises moscovíticas, con intercalaciones arenosas de color claro y de espesor milimétrico a centimétrico, existen algunos niveles arenosos más potentes cuyo espesor alcanza el medio metro.

La sucesión es muy monótona y hacia el techo culmina con un nivel de cuarcitas inmaduras (22) que aflora en el Cerro de Cabeza Redonda, y que muy posiblemente representa un nivel arenoso intercalado en la sucesión similar al localizado en el Sinclinal de Casa Torralba, en la vecina Hoja de las Navas de la Concepción.

La morfología de los estratos es generalmente tabular.

La litología está constituida por una alternancia de pizarras y areniscas con niveles de cuarcitas intercaladas. Estos materiales suelen presentar coloraciones grises y verdes en corte fresco y marrón claro cuando se alteran. Las estructuras de ordenamiento más comunes son laminación paralela, que se pone de manifiesto por un bandeado milimétrico de lutitas finas de color oscuro y lutitas algo limosas de color claro. También se observan estratificaciones cruzadas de pequeña escala asociadas a ripples y estructuras de tipo hummocky muy minoritarias. La granoselección a veces se observa, pero debido al tamaño tan fino del sedimento, esta estructura no es muy común.

Al microscopio se trata de una roca clástica pizarrosa, formada por cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa y feldespatos potásicos, en la que se observa una

alternancia composicional determinada por la mayor abundancia de material cuarzo-feldespático en niveles preferentes (S_o).

El espesor total de esta unidad no se conoce puesto que está laminada; no obstante, el espesor de los materiales aflorantes puede alcanzar los 400 m.

La presencia de fauna de ostrácodos, braquiópodos y trilobites, y las estructuras sedimentarias observadas, sugieren un medio de plataforma somera, la cual quedaría al menos parcialmente fuera de la influencia de las tormentas.

La presencia de *Paradoxides* (SDZUY), *Badulesia tenera*, *Parasolenopleura aculeata* y *Dolichometopus* sp., indica un Cámbrico medio que comprende los pisos Leoniense y Cesaraugustiense.

1.2.5.- Esquistos, pizarras, areniscas y cuarcitas (23) con niveles de cuarcitas (24)

Al norte de la Falla de Malcocinado aflora una sucesión de esquistos, pizarras y metarenitas conocida como pizarras de Azuaga DELGADO QUESADA, M. (1971).

Estos materiales han sido atribuidos por el autor antes mencionado al precámbrico superior, opinión esta bastante difundida. Posteriormente APALATEGUI, O. et al. 1983 sitúan esta formación en el paleozoico inferior (Cámbrico medio-Ordovícico inferior), y plantean que la Formación de los Villares representa la base de la Formación de Azuaga; una opinión muy parecida han mantenido recientemente AZUR et al. 1991, los cuales atribuyen una edad similar a esta formación.

En la Hoja de Santa María de Trassierra, estos materiales afloran en el borde noroccidental de la misma, quedando limitada al norte y oeste por los bordes de

la misma, al sur por la Falla de Malcocinado, y al este por los materiales carboníferos de la Cuenca de Benajárfé que la recubren en discordancia.

Los materiales aflorantes están constituidos por pizarras grises moscovíticas con intercalaciones arenosas milimétricas o centimétricas, en las que se reconocen estructuras de ordenamiento interno como son laminación cruzada, granoselección, ripples y bioturbaciones.

Hacia el techo de la sucesión son frecuentes las intercalaciones arenosas de espesor decimétrico-métrico y color claro; algunos de estos niveles, los de mayor entidad, han sido diferenciados en cartografía y dibujan una inflexión hacia el N que pudiera corresponder con la parte meridional del cierre sinclinal de Córdoba.

Se trata de una sucesión metapelítica, procedente de una secuencia sedimentaria lutítica arenosa de grano fino, finamente laminada, constituida en porciones variables por una fracción de arena fina o muy fina, cuarcítica con una cierta componente feldespática y una fracción lutítica sericítica con una cierta componente clorítica y recristalizada. Las texturas son en general esquistasas y varían de granoblásticas a lepidoblásticas según la naturaleza del sedimento original.

Por último indicar que tanto al norte de la Falla de Malcocinado, y con una banda un espesor cartográfico de aproximadamente 1 km, aparecen unos niveles detríticos más finos de tipo esquistoso muy pobres en niveles arenosos.

El espesor de esta formación se puede precisar en esta hoja, al no aflorar ni el muro, ni el techo de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de unos 2.000 metros.

Respecto a la edad de esta formación es muy discutida; en nuestra opinión se situaría entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior, y ocupan el núcleo de un

sinclinal de gran envergadura que cierra en las proximidades de Córdoba, y cuyos terminos más altos estarían representados en Sierra Albarrana.

1.3.- CARBONIFERO

En el borde septentrional de la hoja afloran rocas detríticas, volcánicas y subvolcánicas carboníferas, pertenecientes al denominado "Eje Magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada", el cual se extiende siguiendo las directrices Hercínicas por el norte de la provincia de Córdoba, entre las localidades de La Coronada y Córdoba a lo largo de unos 70 km, y con una anchura media de 5-6 km.

Los materiales reconocidos en esta cuenca carbonífera son los siguientes.

1.3.1.- Conglomerados de matriz arcillosa (25)

Son los materiales más bajos de la secuencia carbonífera representada en esta cuenca, apoyándose discordantemente sobre el sustrato, constituido aquí por la Formación de Azuaga.

Constituyen este conjunto un conglomerado basal, lentejonar, de potencia variable de 0 a 200 m., y una alternancia fina de pizarras limolíticas y areniscas grauváquicas de grano fino cuya potencia puede llegar a superar los 100 m.

El conglomerado basal es de carácter poligénico, constituido por cantos de naturaleza variada, con un cierto predominio de los cuarcíticos, bien redondeados y de esfericidad bastante elevada, de hasta 5 cm de diámetro y embalados en una matriz detrítica fina.

1.3.2.- Pizarras y areniscas (26)

Las pizarras y areniscas son de color grisáceo y están constituidas por proporciones variables de una fracción arena, cuarcítica con escasa componente feldespática, y una fracción lutítica, sericítica, muy ligeramente recristalizada.

Las texturas son de laminadas a masivas, no reconociéndose por lo general ordenación interna de los granos dentro de los niveles o nivelillos arenosos (laminación paralela o cruzada, granoclasificación, etc.).

Estos tramos detríticos comportan en la Hoja de La Cardenchoza niveles de carbón, de escaso interés comercial, y niveles de volcanitas básicas de escasa potencia y continuidad, en la zona de Mirabuenos.

En cuanto a la edad, hay que señalar que estos tramos han sido datados por GARROTE, A. y BROUTIN, J. (1979) en la hoja de La Cardenchoza como Tournaisiense superior-Veseiense inferior.

La potencia total de este tramo es muy variable, pudiendo llegar desde a faltar en algunos puntos, hasta potencias superiores a los 100 m., lo que sugiere una sedimentación muy compartimentada.

1.3.3.- Andesitas (27), dacitas (28) y pórfidos cuarzo-monzodioríticos (29) (Complejo volcánico de La Campana)

Sobre los materiales detríticos carboníferos descritos anteriormente, reposa un complejo volcánico-subvolcánico, de composición básica intermedia, conocido como complejo volcánico de La Campana GARROTE y SANCHEZ CARRETERO (1983), DELGADO QUESADA et al. (1985). En dicho complejo se han diferenciado cuatro conjuntos litológicos que de muro a techo (se pueden dar relaciones de simultaneidad

entre ellos) son: andesita de La Campana (las menos diferenciadas), dacitas de la Ceperuela, pórfidos cuarzomonzodioríticos de Navaserrano y rocas epiclásticas del Orejón. Dentro de la presente hoja sólo afloran los tres primeros conjuntos litológicos, y de ellos sólo las andesitas de La Campana y los pórfidos de Navaserrano constituyen afloramientos de entidad. Las rocas epiclásticas formadas a expensas del desmantelamiento de estos aparatos volcánicos no se han reconocido.

Una descripción detallada de los tres conjuntos litológicos que afloran en la hoja, tanto en la referente a su forma de afloramiento, como a sus descripciones de campo y a microscopio se abordan en el capítulo de rocas ígneas.

1.4.- NEOGENO (MIOCENO)

Uno de los aspectos que ha sido más debatido desde final del siglo pasado hasta la década de los años 50, ha sido considerar o no la "Falla del Guadalquivir", como elemento límite entre la Meseta Ibérica y la Cuenca del Guadalquivir.

MACPHERSON (1899 A), en LIÑAN (1976), indicó que el relieve actual es consecuencia de una falla en el terreno orientada en dirección ENE-OSO. Hasta principio de siglo autores posteriores aceptan esta misma interpretación.

GROTH (1913) y GAVALA (1961), observan que el Zócalo Paleozoico se hunde suavemente, bajo los materiales del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, debido a una inclinación gradual de los pliegues hercínicos. Por lo tanto, desechan la idea de la existencia de la "Falla del Guadalquivir".

Muchos argumentos, todos ellos sin gran validez, se han propuesto para justificar o no la presencia de la mencionada falla. La información que se dispone en la actualidad, referente a datos de subsuelo, que pertenece a investigación de hidrocarburos, demuestra que el zócalo sobre el que se asientan los terrenos del

Mioceno, conforma una gran flexura a la que acompañan ocasionalmente fracturas que nada tienen que ver con la gran falla citada.

Según ROLDAN (1995) el relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir se ha ordenado en seis secuencias de depósito, delimitadas por discordancias o sus correlativas paraconformidades; a cada secuencia se le ha asignado un intervalo cronológico concreto, utilizando dataciones de flora y fauna. En el ámbito del Guadalquivir estas seis unidades comprenden un periodo de tiempo de aproximadamente 13 millones de años (Langhiense–Plioceno).

En la hoja de Santa M^a de Trassierra está únicamente representada la Unidad de edad Messiniense, la cual ocupa casi exclusivamente el borde septentrional de la cuenca, con la particularidad de mostrar un sistema de depósito de carácter mixto (marino–continental). Dentro de esta unidad se han diferenciado cuatro tipos de facies litoestratigráficas asociadas a sistemas deposicionales diferentes.

1.4.1.- Gravas, arenas y limos rojos (30) (Messiniense)

Afloran en el ángulo suroccidental de la hoja, al oeste del embalse de La Breña. Sus afloramientos se extienden según la dirección NO–SE.

Se sitúan discordantes sobre el zócalo paleozoico mediante una superficie erosiva.

El espesor de estos materiales varía de pocos metros en la parte noroccidental, a superar los 150 m en la parte suroriental, según se constata de la información consultada de sondeos para captación de aguas subterráneas. La morfología de los estratos varía de cuneiforme a canaliforme.

Desde el punto de vista litológico las gravas están constituidas por cantos de rocas precámbricas y paleozoicas, ígneas y metamórficas, así como de calizas de edad Cámbrico. En las parte próximas a la Meseta los clastos son muy angulosos y están desprovistos de matriz (posible flujo de cantos *debris flow*), se disponen en estratos masivos cuyas superficies de estratificación se reconocen con dificultad en base a ocasionales granoselecciones, que suelen ser inversas. A medida que estos sedimentos se alejan del área fuente, los cantos se muestran extremadamente redondeados y están tramados por una matriz de arenas y limos rojos. En algunos taludes viarios se reconocen cicatrices erosivas en la base de los paleocanales; estos muestran en su interior estratificaciones cruzadas de orden decimétrico a métrico, que se interpretan como debidas a la acreción lateral de los mismos.

Las arenas tienen morfologías lenticulares y muestran estratos de espesores centimétricos a decimétricos, con estratificaciones cruzadas en surco y megaestratificación cruzada, que evidencia migración de los cuerpos arenosos hacia el sureste. Estas estructuras se interpretan que están asociadas a canales fluviales de tipo trenzado (*braided*).

Los limos rojizos predominan hacia posiciones más meridionales; eventualmente se localizan niveles de arcillas rojizas laminadas, que pueden estar en relación con áreas de desbordamiento (inundación de los canales antes referidos). Así mismo, la presencia de limos arcillosos grises con desarrollo de horizontes carbonosos, procedentes de suelos de vegetación constituidos a partir de la bioturbación por raíces, sugiere que estos sedimentos se formaron en llanuras lutítico-arenosas, donde los desbordamientos periódicos de la red fluvial, ocasionaron zonas encharcadas colonizadas por plantas.

Las facies descritas son congruentes con un sistema de tipo deltaico instalado en el borde de la cuenca (Cuenca del Guadalquivir). Las facies mencionadas estarían en relación con varios dispositivos de depósito que a continuación se reseñan.

El primero estaría formado por facies de abanico aluvial, representado por gravas y arenas con poca matriz y cantos autosoportados (sector del Rancho de Los Ciervos). El segundo dispositivo, se sitúa hacia posiciones más meridionales y en consecuencia más próximo a la desembocadura en la cuenca; constituido por gravas (cantos redondeados y estructuras canalizadas) que representa los depósitos de canal fluvial principal, y arenas que representan los canales distributarios asociados (inmediaciones de la carretera C-411, Posadas-Villaviciosa). Las áreas interdistributarias estuvieron dominadas por una sedimentación más fina de limos y lutitas con restos vegetales, asociadas a periodos de inundación con eventual colonización vegetal de éstas.

1.4.2.- Arenas, limos y limos-margosos amarillos (31) (Messiniense)

Se localizan casi exclusivamente en el borde meridional de la hoja y hacia la parte occidental de la misma.

Se sitúan en tránsito gradual con los sedimentos anteriormente descritos, sobre la Meseta y por debajo de las calcarenitas que se tratarán más adelante.

El espesor de estos sedimentos es variable, aumentando hasta valores hectométricos hacia el sur, de acuerdo con la información de sondeos de captación de agua subterránea.

La litología está formada por una alternancia irregular de arenas y limos amarillos, con estratos de espesor centimétrico de areniscal calcáreas de escasa continuidad lateral. Estas facies se presentan generalmente masivas, sin estructuras de ordenamiento interno y abundante bioturbación horizontal y vertical, producida por ankélidos. También se ha observado fauna de ostrácodos, ostreidos y gasterópodos, pero generalmente en zonas de cierta proximidad con las calcarenitas suprayacentes.

Estas facies de carácter mixto (marino–continental), podrían corresponder a zonas de prodelta, con áreas litorales en las que la fauna marina es abundante. Sin embargo, la ausencia de buenos afloramientos impide argumentar esta posibilidad.

1.4.3.– Calizas de algas, calcarenita y calcirruditas (32) (Messiniense)

Se distribuyen en afloramientos más o menos continuos por todo el borde de la Meseta que delimita con la Depresión del Guadalquivir, y en afloramientos salpicados en el interior de la Meseta que quedan como relieves residuales con morfología tabular.

Estos materiales se disponen discordantes sobre el zócalo de la Meseta, mediante un dispositivo de *onlap*. También se sitúan en tránsito gradual sobre las arenas y limos amarillos subyacentes, situados en la parte suroccidental de la hoja.

El espesor aunque variable suele oscilar sólo entre 30 y 40 m, ya que la morfología de esta unidad es generalmente tabular, o subtabular.

Estas facies se suelen ordenar en una secuencia de orden decamétrico. La parte inferior está formada por un *grainstone* bioclástico, compuesto por 85–90% de anfisteginas y otros foraminíferos bentónicos, el 10% es cuarzo y menos del 1% de fragmentos de rocas y algunos granos de glauconita dispersos en la roca. En ocasiones se reconocen debajo de estos sedimentos gravas de tamaño bloque de varios decímetros de espesor. Por encima se sitúa una calcarenita bioclástica (*grainstone*), con más del 25–30% de terrígenos (cuarzo más fragmentos de rocas), clastos de glauconita en proporción inferior al 2% y el resto bioclastos de briozoos, equínidos, lamelibranquios, algas rojas, etc. así como abundantes foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos. La secuencia culmina con una biofacies de calizas de algas, constituida por un *packestone* de matriz microesparítica con más del 80% de los granos de algas rojas y terrígenos inferiores al 10%.

Las faunas anteriormente descritas que caracterizan una biofacies de anfisteginas, briozoos, equínidos, lamelibranquios, etc., representan una plataforma marina somera de aguas templadas y limpias con sedimentación bioclástica libre del influjo de terrígenos. La presencia de materiales siliciclásticos, en algunos casos muy abundantes, sugiere que estos procederían no sólo de la denudación de relieves circundantes, sino también del sistema deltaico antes aludido, que representa la contaminación puntual de la plataforma.

1.4.4.- Margas gris-azuladas (33) (Messiniense)

Esta hoja presenta afloramientos de pequeña extensión y se sitúan entre 4 y 6 km al oeste de la localidad de Villarrubia.

Su disposición es concordante sobre las calizas y calcarenitas infrayacentes, sin embargo la relación estratigráfica entre ellas no puede observarse debido a que los afloramientos son de mala calidad al ser tierras de cultivo.

El espesor de estos sedimentos aflorantes en la hoja no debe superar los 20-30 m de potencia.

La litología más común está formada por margas gris-azuladas, con gran contenido en materia orgánica; sin embargo, en afloramiento el color más característico es amarillento o marrón claro.

La presencia de abundante fauna de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, ha permitido datar no sólo estos materiales sino toda la Unidad como Messiniense. En la vecina hoja de Córdoba se han podido estudiar varias muestras ricas en foraminíferos, de las cuales la presencia de *globorotolia mediterránea* (CATALANO & SPROVIERI), ha permitido datar como mínimo el Messiniense inferior.

1.5.- PLIOCUATERNARIO

1.5.1.- Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales (34) (Pliocuaternario)

Se extienden por el borde de la Meseta, tercio sur oriental de la hoja, y ocupan una parte de la margen derecha del río Guadalquivir.

Se disponen discordantes sobre cualquier material más antiguo que ellas, pertenecientes a unidades precámbricas y neógenas.

El espesor máximo deducido a partir de sondeos para captación de agua subterránea, puede alcanzar los 15 m.

La morfología de los estratos es planoconvexa o planoparalela, según se ha observado en una antigua cantera de áridos en las inmediaciones de Villarrubia.

La litología está formada por gravas y arenas, cuyos cantos están trabados por una matriz arcillosa de color rojizo. La naturaleza de los cantos es muy variable en función del área de procedencia y de la situación de los sedimentos subyacentes. Los cantos son generalmente redondeados y de un tamaño medio comprendido entre 5 y 10 cm, aunque se advierte una generalizada tendencia a disminuir hacia posiciones más alejadas del borde de la Meseta. No se reconocen apenas estructuras de ordenamiento interno, sino eventuales imbricaciones de cantos y ligeras granoselecciones inversas.

La presencia de canales de gravas con una disposición ortogonal al borde de la Meseta y la morfología alomada del relieve que presentan, así como su ubicación, sugiere que estos materiales están asociados a una dinámica aluvial. Los sistemas aluviales, adosados y procedentes de la Meseta, incidirían en la Cuenca del Guadalquivir ya en régimen continental, de modo que la coalescencia por aproximación de unos y

otros, ha generado una orla bastante continua que tapiza la mayor parte del mencionado borde.

La edad que se atribuye a estos sedimentos es absolutamente subjetiva, pero con correlación con otros sedimentos y su ubicación con el contexto de cuenca se asigna al Pliocuatrnario.

1.6.- CUATERNARIO

1.6.1.- Gravas, arenas y limos (35) (Terraza) (Holoceno)

Se distribuyen por la esquina suroriental de la hoja, próximos al río Guadalquivir.

El espesor puede variar entre 15 y 20 m según los datos aportados por algunos sondeos de aguas.

La litología dominante en superficie es de limos y arenas con cantos dispersos. En algunos taludes de la red viaria se ha podido observar una estructura marina de estos materiales.

Estos materiales están en relación con la segunda terraza del río Guadalquivir. La cota mínima aproximada de esta terraza en la hoja es de 80 m (junto al cauce del río) y la máxima de unos 100 m junto a la carretera N-431, Córdoba-Sevilla.

1.6.2.- Travertinos (36) (Holoceno)

Conforman un pequeño afloramiento de dimensiones reducidas, que está situado 1 km al oeste del vértice Castro y Picón, junto al kilómetro 24 de la carretera provincial de Santa María de Trassierra a Villaviciosa.

Son depósitos que están íntimamente ligados a la surgencia que hay en la casa de Valdelahuerta. Dicha surgencia está condicionada por la presencia de una zona de fractura muy importante a escala regional. La fractura mayor recibe el nombre de Falla de Castro y Picón, nombre que toma del vértice y del cortijo próximo.

Litológicamente están constituidos mayoritariamente por acumulaciones arborescentes de calcita. Morfológicamente conforman una pequeña plataforma en la vertiente que dá al río Guadiato.

1.6.3.- Gravas y arcillas. Coluviones (37) (Holoceno)

Estos materiales se encuentran distribuidos en afloramientos reducidos por toda la hoja, especialmente en la mitad meridional de la misma.

Morfológicamente ocupan por lo general los fondos de valle, en los cuales se ha aprovechado para intensificar las labores agrícolas.

El espesor de estos materiales es variable, aumentando hasta una decena de metros en las partes centrales de los valles.

La litología más común es de gravas y arcillas, sin embargo, puede variar la proporción de unas y otras en función del sustrato sobre el que se asienten.

Estos depósitos se interpretan que están asociados a una dinámica de vertientes de carácter aluvial, en la cual los procesos gravitatorios suelen predominar sobre los tractivos.

1.6.4.- Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (38) (Holoceno)

Se localizan en dos afloramientos asociados a sondeos meandros del río Guadalquivir.

El espesor puede alcanzar los 10-15 m de potencia.

La litología es variable, generalmente constituida por gravas, arenas y limos, sin embargo, en épocas de crecidas fluviales puede haber zonas de mayor dominio de limos e incluso de arcillas.

Estos sedimentos constituyen los depósitos que se producen en áreas de desbordamiento del río Guadalquivir, si bien durante el periodo meteorológico 1996-97, se han producido inundaciones parciales, incluso en la terraza anteriormente mencionada. La cota a la que se sitúan estos materiales en la hoja de estudio es de 80 m.

1.6.5.- Gravas y arenas. Canal fluvial (39) (Actual)

Estos materiales se sitúan en el cauce fluvial del río Guadalquivir.

La litología dominante está formada por gravas y arenas, si bien en las márgenes del canal hay facies limo-arcillosas, en ocasiones con desarrollo de suelos en época estival.

Las características sedimentarias que pueden observarse en estos sedimentos, está en relación con grandes barras arenosas que quedan en medio del cauce cuando el nivel del agua es bajo.

2.- TECTONICA

2.- TECTONICA

2.1.- ENCUADRE REGIONAL

La hoja de Santa María de Tassierra, se sitúa en el borde sur del Macizo Ibérico, en su zona de unión con la Cuenca del Guadalquivir.

Dentro del Macizo Ibérico, la hoja se sitúa en la denominada Zona Ossa Morena (ZOM) por LOTZE, F. (1945); desde un punto de vista más restringido, y atendiendo a la división en dominios geológicos propuesta por DELGADO QUESADA, et al. 1977, la hoja incluiría parte del Dominio de Sierra Albarrana, y el de Zafra-Alanís-Córdoba.

2.2.- OROGENIA CADOMIENSE

A escala regional la orogenia finiprecámbrica queda definida por una serie de procesos ígneos-metamórficos y deformacionales, visibles en el Anticlinorio

Olivenza–Monesterio, y en el borde sur de la Zona Centro–Ibérica (ZCI) en el Anticlinal de Peraleda y en Oliva de Mérida.

Desde el punto de vista deformacional, la orogenia finiprecámbrica queda contrastada en la zona que nos ocupa por la existencia de un conglomerado con cantos estructurados de materiales precámbricos en la base de la Formación Torreárboles.

Otro argumento en favor de una orogenia finiprecámbrica, es la existencia de un volcanismo calcoalcalino de tipo andino de edad Precámbrico Superior (F. Malcocinado), que se supone relacionado con un margen activo o arco isla de dicha edad (SANCHEZ CARRETERO, et al. 1989a).

La presencia de niveles de grauvacas y, conglomerados de edad Rifeense–Vendiense en la Unidad Loma del Aire, muy bien pudiera representar un depósito sinorogénico asíntico.

La casi totalidad de las superficies penetrativas más patentes reconocidas en los materiales precámbricos se supone que son de edad Hercínica, pues son paralelos con las observadas en los materiales paleozoicos suprayacentes, y afecta tanto a unos como a otros materiales.

En definitiva, existen de tipo magmáticos y sedimentológicos, que abogan por la existencia de una orogenia finiprecámbrica; sin embargo la estructuración asociada a dicha cadena, no parece muy acusada, y sus directrices deberían ser más o menos paralelas a las hercínicas.

2.3.- OROGENIA HERCINICA

La estructuración que se observa actualmente en los materiales paleozoicos y precámbricos es fundamentalmente hercínica, y se caracterizó por una serie de procesos tectonometamórficos que se analizarán a continuación.

Antes de entrar en la descripción de dichos procesos, se plantea la problemática estructural general del área. En conjunto y a excepción de los materiales carboníferos, todas las rocas precámbricas y paleozoicas, están afectadas por una superficie penetrativa (esquistosidad) con dirección N 90°E a N 120°E y disposición por lo general muy verticalizada.

Dicha superficie varía de unos materiales a otros según su naturaleza y posición estructural, y es de plano axial en las estructuras mayores reconocidas en la Hoja; se dá además la circunstancia de que dicha esquistosidad es la primera reconocida tanto en el campo como a escala de microscopio.

Con los datos expuestos cabría sospechar que esta superficie y los pliegues asociados fueran las primeras estructuras hercínicas generadas; sin embargo hay datos cartográficos difícilmente justificables con estos supuestos, ya que en una de estas estructuras, concretamente en el anticlinal del Rodadero del Gato, se observa una cuña de materiales volcánicos atribuidos a la Formación Malcocinado fuera de su secuencia normal, afectada por dicho pliegue; ello implica o que existen efusiones volcánicas de gran entidad por encima de las arcosas de la Formación Torreárboles y que la atribución de dichos afloramientos a la Formación Malcocinado es falsa, o bien que existe una estructuración hercínica previa, que trastoca la disposición original de los materiales, y que no lleva ninguna superficie penetrativa asociada; de estas dos soluciones la segunda parece más apropiada al menos si se tiene en cuenta la amplitud de los afloramientos de los materiales volcánicos en cuestión en la vecina hoja de Las Navas de la Concepción.

Fase I

La primera fase de deformación hercínica, parece corresponder como se ha discutido anteriormente a una etapa tangencial, cuya magnitud se desconoce, cuya única manifestación a escala de la hoja, sería el introducir una cuña de materiales volcánicos de edad Precámbrico superior (vendiense) entre las series detríticas de la Formación Torreárboles, y el Cámbrico inferior carbonatado.

Fase II

La segunda fase de deformación, origina pliegues de dirección N 100°E a N 120°E de geometría variable (predominan los tipos 1c de Ramsay), a los que se asocia la esquistosidad más patente variable en el campo.

Las estructuras cartográficas imputables a esta fase son el anticlinal del Rodadero del Gato; el gran cierre sinclinal del norte de Santa María de Trassierra, el sinclinal de Cabeza Redonda, y el anticlinal del Castaño (ver esquema tectónico). Los ejes de estos pliegues suelen ser próximos a la horizontal; al sur de la Falla de Castro y Picón, los ejes cabecean siempre hacia el oeste, y en algunos casos con buzamientos de hasta 40° y 50°; al norte de dicho accidente, entre dicha falla y la de Malcocinado los ejes buzan preferentemente al este.

La esquistosidad asociada a estos pliegues presentan una disposición muy verticalizada, con buzamientos tanto al norte como al sur, si bien predominan estos últimos. Dicha esquistosidad es un *slaty cleavage* en las series pelíticas precámbricas, y una *schistosity* o una esquistosidad grosera (*rough cleavage*) en las series precámbricas más masivas y en los materiales paleozoicos; una excepción a ello lo representan los materiales paleozoicos de la Unidad de Sierra Albarrana, que muestran una esquistosidad del tipo *slaty cleavage* en los materiales más próximos a la Falla de Malcocinado.

Fase III

La última fase de plegamiento observada da lugar a pliegues de geometría kink, de plano axial próximo siempre a la horizontal y de dirección subparalela a las anteriores.

Esta fase creemos que es la responsable en muchas ocasiones del basculamiento de la primera esquistosidad, la cual, como ya hemos indicado, se dispone de forma muy vertical y en algunos casos buzando al sur.

Esta fase se formaría como consecuencia de un acortamiento horizontal, cuando las superficies de referencia (S_0 , S_1 , etc.) adoptaran ya una posición muy vertical, y bajo carga litostática. Es muy patente en la Unidad de Sierra Albarrana, especialmente en la sucesión de pizarras y metarenitas de esta última unidad.

Fracturación

Los distintos sistemas de fracturas que actualmente se observan en esta zona del orógeno, responden a un comportamiento rígido del mismo durante los últimos momentos de la evolución hercínica. Los sistemas de fracturas más importantes son los siguientes:

Fracturas N 110–130°E

Dentro del área de estudio se puede distinguir una serie de fracturas pertenecientes a esta familia como aquella que sirve de límite septentrional de la Unidad Loma del Aire.

Normalmente se acepta que estas fracturas han jugado como desgarres sinestrosos, aunque el movimiento debe ser más complejo, con una cierta componente

horizontal como desgarre sinestroso y otra vertical que sobremonta los bloques más septentrionales sobre los meridionales; es posible que estos accidentes jueguen como fallas normales en los últimos momentos del ciclo hercínico.

Fallas N 70–85°E

Toda la zona en cuestión está surcada por fracturas cuya dirección es próxima a N 80°E. Estas fracturas hay que interpretarlas según la cartografía como desgarres sinestrosos y son muy potentes en la hoja como es el caso de la Falla de Castro y Picón. Estas fracturas parece que son singenéticas con las anteriormente estudiadas, posiblemente representen uno de los pares de desgarre dentro de una banda de cizalla, definida entre las grandes fallas longitudinales. El movimiento debe ser complejo, con una componente horizontal sinestrosa, puesta en evidencia por la cartografía, y una vertical que sobremonta también los bloques más septentrionales sobre los meridionales (ver MAGNA Hoja de Peñarroya–Pueblonuevo).

Fallas N 45–55°E

Otro sistema de fracturas importante es aquel de dirección N 45–55°E; este sistema forma aproximadamente unos 30° con el sistema anterior, y la cartografía nos indica que han jugado como fracturas con una cierta componente horizontal sinestrosa. La interpretación de este sistema parece clara, y es posible que representen las líneas de tensión dentro de la banda de cizalla definida por las grandes fracturas longitudinales.

Fracturas N 130–150°E

Dentro de Ossa–Morena, son frecuentes las fallas de dirección N 150°E, juegan como desgarres dextrosos y su relación con el esquema de deformación rígida

de la zona, es bastante clara, pudiendo representar la familia de desgarres menos desarrollada, que aparece en el caso de que exista una deformación rotacional.

Incluimos dentro de este sistema la gran falla que limita por el oeste a los materiales cámbricos del anticlinal del Castaño.

En definitiva, el esquema de evolución rígida del orógeno puede interpretarse como resultado de una etapa compresiva, de dirección N 30–50°E en la cual las grandes fracturas longitudinales delimitan trozos rígidos de la corteza; dentro de estas bandas la distribución y el movimiento de la mayoría de las fracturas invitan a interpretarlas como fallas distensivas o de desgarre dentro de una banda de cizalla con movimiento sinextroso.

2.4.- OROGENIA ALPINA

El registro neógeno correspondiente a la Depresión del Guadalquivir en la hoja de Santa María de Trassierra es muy escaso, e insuficiente para sacar conclusiones respecto a la evolución orogénica alpina; no obstante y en base a datos regionales se puede afirmar que dichos procesos se desarrollaron durante el Mioceno superior (Messiniense) debido al desplazamiento de las Zonas Externas béticas hacia el NNO como consecuencia de la colisión oblicua de las placas Africana e Ibérica.

Este proceso generó un apilamiento de unidades tectónicas en el borde meridional (activo) de la Cuenca del Guadalquivir. El peso acumulado originó una sobrecarga sobre el borde litosférico, que produjo una flexura y la génesis de la Cuenca del Guadalquivir en este periodo. Esta flexura causó un abombamiento del borde de la Meseta al que acompañó una suave pendiente hacia el sur, que condicionó la actual disposición, morfología y ambiente a los sedimentos neógenos en este segmento de cuenca.

Probablemente la disposición de algunos de los sistemas aluviales adosados al borde de la Meseta (inmediaciones de la urbanización de El Patriarca, NO de Córdoba, barrio del Naranjo, N de Córdoba y N de Alcolea), pudiera estar asociada a escarpes de dirección NE-SO, condicionados a su vez por fracturas. Estas frcturas presentan una dirección que es compatible con la directriz general de la Cuenca del Guadalquivir y en consecuencia con las directrices béticas.

3.- PETROLOGIA

3.- PETROLOGIA

En este capítulo se describen las rocas en cuya génesis han intervenido procesos que han tenido lugar en el interior de la corteza terrestre (procesos endógenos), tales como los relacionados con la actividad magmática (rocas ígneas), o aquellas otras rocas, que en estado sólido, han experimentado variaciones mineralógicas y/o texturales como consecuencia de condiciones físico-químicas diferentes a las que se encontraban originalmente (rocas metamórficas).

3.1.- ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas aflorantes dentro de la presente hoja, se generaron como consecuencia de episodios magmáticos que tuvieron lugar durante los siguientes ciclos orogénicos: cadomiense (de edad fini-precámbrico) y hercínico (de edad carbonífero).

3.1.1.- Magmatismo cadomiense

Durante el Precámbrico terminal (Rifeense superior-Vendiense), y como consecuencia de la orogenia cadomiense, tuvo lugar una importante actividad magmática de tipo efusivo o lávico y, en menor medida, de naturaleza intrusiva (plutones), que actualmente se encuentra representada en amplios sectores de la zona de Ossa-Morena (SANCHEZ CARRETERO, et al., 1989 a).

Estos materiales lávicos aparecen interstratificados con sedimentos detríticos y, localmente, carbonatados, lo que da lugar a una sucesión volcansedimentaria conocida geológicamente a escala regional como Formación Malcocinado, y definida como una secuencia sinorogénica del ciclo orogénico cadomiense (QUESADA, 1990). La naturaleza andesítica-riolítica de este volcanismo dió lugar a fenómenos explosivos, generándose importantes depósitos de tipo piroclástico con fragmentos de tamaño variado, que alternan con coladas lávicas y con secuencias estrictamente detríticas (pizarras, grauvacas, arcosas, etc.) o mixtas de tipo volcansedimentarias, a veces retrabajadas.

3.1.1.1.- Coladas volcánicas

Dentro de la hoja de Santa María de Trassierra, el volcanismo finiprecámbrico (cadomiense) está representado por una serie de coladas lávicas y piroclásticas de composición mayoritariamente andesítica que aparecen interstratificadas con materiales detríticos conformando una sucesión mixta de carácter volcansedimentario. Si bien los episodios volcánicos aparecen en todos los tramos de la sucesión, éstos alcanzan mayor desarrollo hacia el techo de la misma, llegando a constituir la litología dominante.

A escala regional el volcanismo orogénico cadomiense de Sierra Morena lo integran tipos litológicos de composición intermedia a ácida, es decir, andesitas y

dacitas/riolitas. La distribución espacial de los mismos es variable, predominando los tipos ácidos o intermedios según zonas. Según SANCHEZ CARRETERO, et al. (1989 a) las rocas de composición ácida serían volumétricamente superiores, siempre en referencia a todo el conjunto de afloramientos ossa-morénicos, representados por las distintas formaciones o unidades en que han sido agrupados (Malcocinado, Loma del Aire, Bodonal-Cala, núcleo del Macizo de Aracena, etc.). Otra característica de estas rocas viene dada por la amplia variedad textural que presentan (porfídicas, traquíticas, fluidales, piroclásticas, porfiroclásticas, esquistosas, masivas, etc.).

Dentro de la presente hoja los tipos litológicos dominantes corresponden a rocas de composición andesítica, si bien existen también dacitas/riolitas.

- Andesitas (15)

Están presentes a lo largo de toda la columna litoestratigráfica de la secuencia volcano-sedimentaria, pero son especialmente frecuentes en su parte alta bajo los materiales cámbricos. Este tramo superior, que se prolonga por el este en la vecina hoja de Córdoba donde fueron definidas como Formación San Jerónimo (LIÑAN, 1978), se caracteriza por su aspecto masivo, fuerte coloración morada-ocre (ferruginosa) y por su textura volcanoclástica (de tipo proclástico: lapillistone o aglomerática).

La composición mineralógica es la siguiente: plagioclasa, anfíbol, ± piroxeno, biotita, clorita, menas metálicas, óxidos ferruginosos, circón, apatito, albita, ± cuarzo, epidota, esfena, sericita y calcita. En general son rocas afectadas por procesos generalizados de alteración que desestabilizan las paragénesis magmáticas primarias, las cuales son sustituidas por minerales de baja temperatura tales como clorita, calcita, epidota y óxidos de hierro, alteración típica de rocas espilíticas.

Las texturas son microporfídicas con fenocristales milimétricos de plagioclasa y máficos en una matriz microcristalina a vítrea con plagioclasa microlítica,

clorita y otros productos de alteración y menas metálicas oxidadas. Las texturas volcánico-clásticas son muy numerosas, y consisten en fragmentos lávicos de tamaño variable (milimétrico a varios centímetros) dando fábricas soldadas sin apenas matriz, y donde los fragmentos se reconocen principalmente por sus aspectos texturales (micolíticas, traquitoides, fluidales, intersertales, etc.).

En otros tramos de la secuencia son frecuentes las texturas traquíticas formadas por microlitos de plagioclasa orientados según su máxima elongación en superficies de flujo primario y sin apenas fenocristales. Asimismo, se encuentran texturas esquistas, pofiroclásticas esquistas, cataclásticas, etc., estas últimas de naturaleza deformativa secundaria.

- Dacita/riolitas y cineritas (13, 14, 16)

Hacia la parte basal de la secuencia (NE de Villarrubia) se ha diferenciado en cartografía un tramo de volcanitas ácidas compuesto por tipos lávicos (riodacitas) y cineritas o tufitas (cenizas volcánicas).

Las primeras se caracterizan por la presencia de fenocristales milimétricos de plagioclasa y cuarzo en una matriz formada por finos agregados de cuarzo, plagioclasa y productos sericíticos de alteración. La mayoría de los cristales de cuarzo corresponden a fenocristales, ya que presentan formas idiomorfas, en ocasiones con fracturación interna (cuarzos estallados). La presencia de cristales rotos, tanto de cuarzo como de plagioclasa, así como pequeños clastos en la matriz, sería indicativa de fenómenos explosivos (roca piroclástica). La matriz en este caso está fuertemente sericitizada obliterando parte de estos caracteres.

3.1.1.2.- Tonalita anfibólica (1)

Constituye un macizo de unos 5 km de longitud por 1 km máximo de anchura que con una dirección NO-SE intruye a materiales detríticos y volcanodetríticos pertenecientes al complejo volcano-sedimentario fini-precámbrico.

Se trata de una roca de composición tonalítica, color gris verdoso, grano medio y fábrica ligeramente anisótropa, que está compuesta por plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde y feldespato-K, como minerales principales; y epidota, esfena, clorita, calcita y sericita, como minerales de alteración.

La plagioclasa es dominante sobre el feldespato-K, el cual es minoritario, y aparece afectada por una alteración compleja a epidota, sericita, clorita y \pm calcita que afecta a todos los cristales. El máfico dominante corresponde a un anfíbol verde que aparece desflechado o formando agregados policristalinos con evidencias de ser un mineral de transformación. La biotita es minoritaria y está alterada a clorita. La roca es rica en esfena, la cual está relacionada con los procesos de alteración. La epidota es también un mineral frecuente y se presenta sobre las plagioclasas, en venillas o como subproducto de alteración de máficos. El cuarzo se presenta deformado y con una marcada extinción ondulante. También existe calcita en venillas o en espacios intergranulares.

Todas estas alteraciones están relacionadas con una etapa de deformación que afecta al conjunto de este macizo, dando lugar a una fábrica groseramente orientada.

En el borde NE de este cuerpo afloran rocas de composición granítica fuertemente leucocráticas que parecen estar en relación con una zona de fractura que sigue este contacto. Asimismo, existen rellenos de cuarzo filoniano con mineralizaciones de sulfuros. Estos granitos muestran texturas alotriomórficas de tipo aplo-pegmatóide y granofídico, las cuales presentan una deformación dúctil-frágil con desarrollo de

texturas miloníticas finamente granuladas y recrystalizadas. Las mineralizaciones son posteriores al desarrollo de estas texturas y van acompañadas de brechificación frágil y relleno de venillas de cuarzo. Algunos de estos rellenos de cuarzo presentan a su vez brechificación.

La edad de este cuerpo es desconocida, pero en base a su mineralogía, aspecto textural deformativo y a su emplazamiento en relación con la serie volcano-sedimentaria fini-precámbrica, lo consideramos asociado al ciclo magmático cadomiense. Hay que indicar, sin embargo, que en una muestra pizarrosa tomada en su terminación occidental próxima al contacto, se aprecia un metamorfismo térmico de contacto de grado bajo (zona de la clorita) que desarrolla una textura granoblástica, aunque de grano fino. Dicha textura borra la fábrica previa de esta roca (caso de tenerla), que por otra parte no muestra anisotropía definida. Si tenemos en cuenta que la esquistosidad que presentan todos los materiales de la formación volcano-sedimentaria es interpretada como hercínica, el metamorfismo de contacto al borrarla debería ser hercínico o posterior, y en consecuencia la intrusión del cuerpo tonalítico también hercínico.

Una posible explicación sería suponer que esta corneana se ha preservado sin desarrollar esquistosidad hercínica, la cual no siempre es visible o está presente en estos materiales. Hay zonas donde se reconoce una esquistosidad clara y otras donde sólo se ve la S_0 . Otra explicación, para mantener la edad cadomiense de este cuerpo intrusivo, sería achacar el metamorfismo a la intrusión de los leucogranitos, ya que la muestra está próxima a estas rocas que consideramos relacionadas con la zona de falla de edad hercínica. Como quiera que sea, se trata de una cuestión abierta que merece un análisis más detallado que no ha sido posible abordar en este estudio.

3.1.2.- Magmatismo hercínico

Durante la orogenia hercínica, y en estrecha relación espacial y temporal con la génesis y desarrollo de las cuencas carboníferas, tiene lugar una importante actividad magmática en la zona de Ossa-Morena.

Dentro de la presente hoja, las rocas ígneas carboníferas se localizan en la mitad NE y constituyen la terminación meridional de una estructura magmática (Alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada; PASCUAL y PEREZ LORENTE, 1975; DELGADO QUESADA et al., 1985; SANCHEZ CARRETERO et al., 1989 b), que con una dirección NO-SE se extiende desde La Coronada hasta Santa María de Trassierra. Aparte de estos afloramientos mayores, existen otros volcánicos o subvolcánicos de menor entidad en relación con retazos de sedimentos carboníferos atrapados en la banda de fracturación asociada a la Falla de Malcocinado.

3.1.2.1.- Andesitas (La Campana) (27)

Estas rocas forman parte del complejo volcánico de La Campana (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983; DELGADO QUESADA et al., 1985), y representan junto con el resto de litologías que componen dicho complejo (dacitas, pórfidos cuarzo-monzodioríticos, granodioríticos y granodioritas) la primera actividad ígnea de la alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (SANCHEZ CARRETERO, et al. 1989b).

Se trata de coladas lávicas efusivas, a veces con intercalaciones volcanoclásticas de origen explosivo, que se disponen sobre una serie pizarrosa de edad Carbonífero inferior estructurada como un suave sinclinal que se extiende desde el río Guadiato, donde es interrumpido por la falla de Castro y Picón, hacia el NE por la vecina hoja nº 901 (Villaviciosa de Córdoba) (APALATEGUI, et al., 1985).

La potencia del volcanismo andesítico debió ser de varios centenares de metros. Datos procedentes de sondeos realizados por el ITGE en el cerro de La Campana indican una potencia actual de 379 m. En algunos puntos (río Guadiato) se observa como estas rocas muestran contactos intrusivos sobre las pizarras, lo que indica que no sólo fluyeron como lavas superficiales, sino que también se inyectaron como diques sobre el substrato pizarroso carbonífero.

Las andesitas son rocas de coloración verdosa a oscura de textura porfídica compuestas por fenocristales milimétricos (~ 2 mm) de plagioclasa, hornblenda y augita en una matriz micro-criptocristalina, a veces microlítica fluidal, compuesta por plagioclasa, gránulos de augita, productos cloríticos, \leq cuarzo, apatito, esfena y menas metálicas. Los minerales de alteración son: epidota, anfíbol fibroso, clorita, sericita, calcita y cuarzo; minerales tales como pirita, calcopirita, biotita, feldespato-K y albita, aparecen de forma local y en relación con fracturas mineralizadas con pirita y calcopirita (alteración hidrotermal).

3.1.2.2.- Dacitas (Ceperuela) (28)

Constituyen un pequeño afloramiento al oeste del cerro de La Campana (límite norte de la hoja), el cual representa la terminación meridional de una colada de unos 4 km² que se extiende por la hoja de Villaviciosa de Córdoba en los alrededores del cortijo de Ceperuela.

Se trata de rocas microgranudas con textura porfídica en las que se reconocen fenocristales de cuarzo, plagioclasa y máficos (biotita y anfíbol) en una matriz afanítica de coloración gris verdosa. De visu son rocas muy parecidas a las andesitas de La Campana, si bien muestran colores más claros. Al microscopio se diferencian de las andesitas por la presencia de fenocristales idiomorfos de cuarzo con bordes corroídos, que localmente desarrollan golfos de corrosión, por la ausencia de piroxeno y por la abundancia de biotita.

La plagioclasa (oligoclasa) se presenta como fenocristales idiomorfos milimétricos, y como pequeños cristales formando parte de la matriz microcristalina, junto con cuarzo, feldespato-K, máficos y óxidos de hierro. Los máficos corresponden a biotita y anfíbol, casi siempre alterados a clorita, junto con epidota y esfena como subproductos de alteración.

3.1.2.3.- Pórfidos cuarzo-monzodioríticos (Nava Serrano) (29)

Afloran en estrecha relación espacial con las andesitas, de las que resulta difícil diferenciar, los criterios para ello son de carácter textural (algo más granudos, aunque de orden también milimétrico) y mineralógico.

Estas rocas se distribuyen por varios puntos de la alineación magmática dentro de la hoja de Villaviciosa de Córdoba, si bien en la presente hoja quedan bien representados en el Cerro del Carmen y alrededores del cortijo de Nava Serrano donde fueron definidos (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983).

Estas rocas corresponden a manifestaciones volcánicas y/o subvolcánicas de tipo domático y sus contactos con las andesitas pueden ser a veces transicionales de difícil observación. El afloramiento que aparece entre el granito de Castro y Picón y el Cerro de la Fuente es intrusivo sobre las pizarras carboníferas.

En muestra de mano son rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y máficos de 3-5 mm en una matriz microgranuda de coloración gris-rosácea a gris-verdosa clara.

Al microscopio se reconocen fenocristales milimétricos de plagioclasa (oligoclasa-andesina) hornblenda, augita y \leq biotita; la matriz es de grano fino y está compuesta por los mismos minerales que forman la asociación fenocristalina, junto con cantidades variables de feldespato-K y cuarzo; como minerales accesorios aparecen

circón, apatito y menas metálicas. Los minerales de alteración son: clorita, epidota, calcita, cuarzo, esfena, anfíbol fibroso y productos micáceo-arcillosos.

3.1.2.4.- Gabros piroxénicos-anfibólicos y/o anfibólicos (C. Ojuelos) (2)

Estas rocas afloran al norte de Santa María de Trassierra y son intrusivas en los materiales del Cámbrico inferior, afectando tanto a las series detríticas (F. Villares) como carbonatadas (F. Pedroche) a las que producen metamorfismo de contacto en grado variable. La parte norte de dicho afloramiento aparece truncado por la falla de Castro y Picón, que desarrolla sobre él una banda de trituración métrica y lleva asociado relleno hidrotermal de cuarzo junto con mineralizaciones locales de sulfuros.

Este macizo es similar a otros aflorantes más al NO que se extienden por las hojas nº 901 (Villaviciosa de Córdoba) y nº 879 (Peñarroya-Pueblonuevo), conformando una alineación orientada NO-SE como parte integrante del eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Estos cuerpos son conocidos geológicamente como "Complejo de Los Ojuelos-La Coronada", el cual fue definido por DELGADO QUESADA (1971) en los afloramientos existentes en los alrededores de estas localidades; posteriormente bajo esta denominación se han englobado otros afloramientos de rocas similares existentes más al SE, incluido el que nos ocupa (PASCUAL y PEREZ LORENTE, 1975; DELGADO QUESADA, et al., 1978; PASCUAL, 1981).

Estos cuerpos se caracterizan por una marcada diversidad petrográfica, mineralógica y textural, incluso a escala de afloramiento. Se trata de rocas básicas, las cuales aparecen intruidas por granitos en pequeños apófisis o formando una apretada red de filoncillos o diques que dan lugar a estructuras brechoides (brechas de stoping) con importantes alteraciones. En la primera definición del complejo se englobaban tanto las litologías básicas como ácidas, si bien posteriormente se comprobó que los granitos no forman una asociación cogenética con los gabros (PASCUAL, 1981; DELGADO

QUESADA, et al. 1985; SANCHEZ CARRETERO et al., 1989 b), por lo que no deben ser considerados como parte integrante del complejo.

Los tipos petrográficos reconocidos a nivel de todos los afloramientos desde La Coronada hasta el norte de Santa María de Trassierra son: gabros olivínicos, gabronoritas, gabros, dioritas, cuarzodioritas, monzodioritas, cuarzomonzodioritas, granodioritas y gabros porfídicos. Además existen variaciones del tamaño de grano desde fino a grueso, desarrollando localmente variedades pegmatoides.

Los afloramientos existentes en esta hoja corresponde a gabros piroxénico-anfibólicos, así como a granodioritas, estas últimas descritas a continuación. Las relaciones entre el conjunto gábrico y granodiorítico son intrusivas, siendo estas últimas posteriores. Ambos tipos de rocas muestran abundantes xenolitos, en muchos casos cartografiables por su tamaño, de los materiales cámbricos encajantes.

Los gabros son rocas de coloración oscura, equigranulares, de grano medio o fino y aspecto isótropo; de visu se reconoce plagioclasa y máficos (anfíbol y/o piroxeno). El estudio microscópico permite identificar cristales idio-subidiomorfos de plagioclasa cálcica de composición media An_{50} , clinopiroxeno augítico en cristales limpios o como formas restíticas en relación con su transformación a anfíbol, anfíbol marrón-verdoso y opacos (titanomagnetita). Además, existen otros minerales de transformación secundaria tales como anfíbol actinolítico, epidota, esfena, ceolitas, clorita, \pm cuarzo, \pm feldespato-K, etc. La presencia de estos últimos está en estrecha relación espacial con las intrusiones graníticas, dando lugar a fenómenos de contaminación/hibridación. Otro aspecto frecuente en estas rocas es la presencia de microfracturas rellenas de minerales hidrotermales tales como epidota y ceolitas. Las texturas son granulares hipidiomórficas, y en algunas variedades de grano fino de tipo agpaítico (caracterizada por la cristalización tardía, posterior a la plagioclasa, de los minerales ferromagnesianos).

3.1.2.5.- Tonalitas y granodioritas biotítico-anfibólicas (\pm piroxeno) (Rosal) (3)

Se localizan al NE, E y S de Santa María de Trassierra, intruyendo a las series carbonatadas del Cámbrico inferior (F. Pedroche) y a los propios gabros. Producen metamorfismo de contacto en el encajante, con desarrollo en los niveles carbonatados de zonas de skarn y mineralizaciones asociadas de magnetita y sulfuros.

Estas rocas corresponden a las denominadas "*trondjhemitas* del Rosal" (PASCUAL, 1981) caracterizadas, según este autor, por presentar una plagioclasa muy sódica (An_{0-8}). Dichas rocas se correlacionarían con las granodioritas de Buenagua aflorantes en la hoja de Villaviciosa de Córdoba en opinión de dicho autor; sin embargo, para otros autores (DELGADO QUESADA et al., 1985; SANCHEZ CARRETERO, et al., 1989 b) las granodioritas y pórfidos granodioríticos de Buenagua forman parte del complejo volcánico de La Campana con cuyos tipos litológicos guardan una estrecha relación espacial, cartográfica, petrológica y geoquímica, además de ser más tempranas en su emplazamiento que los gabros. Así pues, en este estudio las granodioritas del Rosal son consideradas como parte integrante del complejo Ojuelos.

Estas rocas afloran muy mal, y en su mayor parte forman suelos arenosos con escasos asomos de roca sana. De visu se trata de una roca equigranular de grano medio, color gris o rosa y fábrica isotropa, en la que se reconoce cuarzo, feldespatos y minerales máficos, fundamentalmente biotita. De forma local aparecen bolos sueltos de rocas más básicas que parecen corresponder a xenolitos gábricos arrastrados por el magma granodiorítico.

El estudio al microscopio indica que la plagioclasa es el mineral dominante; el feldespato-K por su parte es variable, pudiendo casi faltar o ser accesorio en algunas de las muestras estudiadas, por lo que la clasificación de estas rocas varía de granodioritas a tonalitas. La plagioclasa es idio-subidiomorfa, apenas está zonada y se suele alterar a productos sericíticos. El feldespato-K es intersticial y tardío respecto

de la plagioclasa y biotita. El cuarzo es xenomorfo intersticial y aparentemente anterior al feldespato-K. La biotita es de marcado color rojizo, pero con la alteración pasa a color verdoso (clorita), a veces forman agregados de pequeños cristales nucleados sobre placas mayores junto con minerales accesorios (opacos, apatito, etc.). El anfíbol no está presente en todas las muestras, apareciendo en parte transformado en agregados actinolíticos de hábito fibroso.

3.1.2.6.- Granito biotítico ± anfibólico (Los Arenales) (4)

Este granito se ubica en la vecina hoja de Córdoba y continúa en la de Adamuz, pero parte de su borde occidental llega ligeramente a aflorar en la presente hoja intruyendo a las series cámbricas a las que produce metamorfismo de contacto, y es intruido a su vez por los gabros del río Guadiato (C. Ojuelos).

Se trata de un macizo elipsoidal orientado norte-sur, con una extensión de unos 24 km², compuesto por un granito rosáceo de grano medio cuya mineralogía es: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, como minerales principales; anfíbol, apatito, circón, turmalina y fluorita, como minerales accesorios.

Tanto su mineralogía, como sus caracteres petrográficos y geoquímicos son similares al de otros granitos de su entorno (Peñas Pardas, Cañada del Gamu y La Cardenchoza), formando parte de un magmatismo ácido de afinidad alcalina y emplazamiento superficial tardi-orogénico a anorogénico. (Para más detalle véase la memoria de la hoja de Córdoba).

3.1.2.7.- Granito granofídico biotítico (± anfíbol) (Peñas Pardas) (5)

Se trata de un cuerpo de geometría tabular y estructura elipsoidal que rodea al complejo volcánico de La Campana y cuya terminación occidental está representada por los afloramientos existentes en la hoja de Santa María de Trassierra,

envolviendo, aunque de forma discontinua, a los restos de la cuenca carbonífera formada por pizarras, andesitas y pórfidos cuarzomonzodioríticos.

Sus afloramientos más representativos se localizan en la vecina hoja de Villaviciosa de Córdoba donde alcanza su mayor desarrollo, dando lugar a los mayores relieves de la misma, como el cerro de Peñas Pardas del que toma su nombre.

Este granito representa una de las últimas manifestaciones magmáticas de la zona, intruyendo a todas las rocas previamente descritas, incluidos los gabros a los que también afecta como pequeñas apófisis o diques, muchos de los cuales no cartografiables por su pequeño tamaño, a veces como venillas centimétricas. Tanto por sus características petrográficas, texturales, geoquímicas y de emplazamiento superficial, responde a un tipo granítico similar al de Castro y Picón y al de Los Arenales. Este último aflorante en la hoja de Córdoba, si bien su borde occidental entra ligeramente en la hoja de Santa María de Trassierra.

De visu resalta su intenso color rosáceo y su tamaño de grano medio a fino, el cual es función de las dimensiones del afloramiento; los más reducidos son de menor tamaño, llegando incluso a dar una roca microcristalina de aspecto volcánico.

Igualmente, el estudio microscópico pone de manifiesto variaciones texturales tales como granulares, heterogranulares, granofídicas, micropegmatíticas, microgranulares, microlíticas, etc., por lo que también se le conoce como granófido (PASCULA, 1981) o granito granofídico de Peñas Pardas (DELGADO QUESADA et al., 1985; SANCHEZ CARRETERO et al., 1989 b). Algunos de sus afloramientos corresponden a rocas prácticamente subvolcánicas emplazadas en niveles muy superficiales. También existen cavidades miarolíticas con rellenos de cuarzo y feldespatos alcalinos.

Su composición mineralógica es bastante uniforme, siendo sus constituyentes principales: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa (albita-oligoclasa) y biotita (escasa) de ahí su carácter leucocrático. Como minerales accesorios están presentes apatito, epidota, \pm barita y \pm anfíbol; estos últimos muy localizados.

Desde el punto de vista geoquímico muestran altos contenidos en alcalis (9%) y sílice (73,6%) y bajos en calcio (< 1%), hierro (< 4,5%) y magnesio (< 1%) (SANCHEZ CARRETERO, et al. 1989 b). Estos caracteres, al igual que el resto de granitos del área con él relacionados (Cardenchoza, Cañada del Gamo y Arenales), son típicos de granitos alcalinos de marco geotectónico distensivo (granitos tipo-A), es decir, granitos tardi-orogénicos y/o anorogénicos.

3.1.2.8.- Granito biotítico (Castro y Picón) (6)

Aflora en la ladera norte del cerro de Castro y Picón y río Guadiato, y está afectado por la falla del mismo nombre, produciéndole brechificación y alteración generalizada de sus minerales. Parte de su geometría está controlada por la falla, al disponerse elongado a lo largo de la misma, bien porque esté arrastrado y desplazado por ella o porque su emplazamiento fuese más o menos sincrónico con el desarrollo de la misma. Al igual que otros cuerpos intrusivos de la zona, muestra metamorfismo de contacto con indicios de mineralización de magnetita en los niveles cámbricos de su contacto occidental.

Se trata de una roca de color claro o rosáceo, de grano medio, compuesta por cuarzo xenomorfo intersticial, feldespato-k xenomorfo micropertítico, plagioclasa subidiomorfa y biotita alterada a clorita; los minerales accesorios son apatito, circón, rutilo, moscovita y opacos. Prácticamente todas las muestras reconocidas presentan deformación más o menos desarrollada, con cataclasis generalizada en bandas, extinción ondulante y granulación del cuarzo, alabeamiento de maclado de las plagioclasas,

alteración generalizada de la biotita, rellenos de clorita en fracturas, etc.; todo ello relacionado con los movimientos de la falla de Castro y Picón.

3.1.2.9.- Rocas filonianas

Corresponden a diques graníticos y/o riolíticos y a filones de cuarzo.

- Diques graníticos y/o riolíticos (7)

Estos cuerpos se presentan en estrecha relación espacial con las anteriores rocas ígneas descritas a las que intruyen o bien el encajante próximo.

Sus dimensiones varían desde venas milimétricas a potencias métricas y corridas de centenares de metros. Las direcciones más frecuentes fluctúan entre E-O a N-S, y su buzamiento, también variable, va desde horizontal hasta vertical, predominando estos últimos.

Su mineralogía es bastante uniforme, estando compuestos por cuarzo en fenocristales y agregados en la matriz; feldespato-K en fenocristales y en la matriz; plagioclasa sódica, también como fenocristales y en la matriz; y escasa biotita.

Los caracteres texturales responden básicamente a dos tipos: porfídicos en matriz micro a cristocristalina, y microgranudos. Otras texturas más específicas y locales corresponden a crecimientos granofídicos, esferulíticos y, en menor medida, a orientaciones fluidales.

- Filones de cuarzo (8)

Si bien la presencia de pequeños rellenos filonianos (venas) es frecuente, los que presentan entidad cartográfica se relacionan con zonas de fracturación mayor

tales como los existentes en relación con la falla de Castro y Picón o en el borde oriental del macizo tonalítico de la Breña.

Se trata de cuarzo masivo lechoso o cuarzo bandeado, a veces fracturado y brechificado por el rejuego de las fracturas, que localmente lleva mineralizaciones de sulfuros asociadas. En sus inmediaciones las rocas de caja muestran alteraciones silíceas más o menos desarrolladas.

3.2.- ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas existentes en la presente hoja se han originado como consecuencia de dos procesos metamórficos diferentes: metamorfismo regional y metamorfismo de contacto.

3.2.1.- Metamorfismo regional

Sólo las series inferiores al Cámbrico inferior muestran evidencias metamórficas de carácter regional, si bien este metamorfismo no es uniforme y siempre de grado bajo a muy bajo. En los materiales paleozoicos, y sólo de forma local en las proximidades de algunas de las fracturas que cruzan la hoja de este a oeste (caso de la falla de Castro y Picón), se aprecian rocas con fábricas cataclásticas/esquistosas y blastesis de clorita, indicativas de un metamorfismo de grado bajo, aparentemente relacionado con la actuación de estas estructuras, mientras que el resto de los afloramientos son anquimetamórficos.

Los materiales esquistosos que afloran al oeste del pantano de la Breña, (parte alta de la Serie Negra), muestran asociaciones minerales de cuarzo, moscovita, clorita, materia grafitosa y accesorios, que junto al desarrollo de texturas esquistosas y/o pizarrosas indican metamorfismo regional de grado bajo (facies esquistos verdes).

Dentro de los materiales que integran la sucesión sinorogénica volcano-sedimentaria fini-precámbrica (cadomiense), las rocas de origen volcánico muestran asociaciones minerales tales como cuarzo-albita-clorita, actinolita-clorita-epidota-albita, albita-clorita, albita-epidota, albita-sericita-ciorita-calcita, entre otras, que junto al desarrollo de fábricas esquistosas, indican condiciones metamórficas correspondientes a la parte baja de la facie de los esquistos verdes.

Los materiales asimilables de la Formación Azuaga que afloran en el cuadrante NO de la hoja, al norte de la banda de fractura más septentrional, también muestran asociaciones compuestas por cuarzo-moscovita-clorita, e incluso en la proximidad de la falla se ha encontrado cuarzo-moscovita-biotita, siendo la biotita precinemática con respecto a la esquistosidad que la envuelve. En estas rocas próximas a la falla se aprecian fábricas esquistosas más desarrolladas de tipo miloníticas y/o esquistoso cataclásticas relacionadas con esta zona de fractura. En general la serie pizarrosa se puede considerar afectada por un metamorfismo regional de grado bajo (clorita-moscovita), mientras que en las proximidades de las fracturas se puede alcanzar la isograda de la biotita. Hay que indicar, no obstante, que se desconoce el significado de esta biotita precinemática, por otra parte de características similares a otras que aparecen en la hoja de La Cardenchoza en los denominados esquistos de La Albariza.

3.2.2.- Metamorfismo de contacto

Este tipo de metamorfismo tiene lugar en relación con las intrusiones de los cuerpos plutónicos y se desarrolla en los materiales de caja próximos a sus contactos y en los xenolitos o restos de encajante que quedan englobados dentro del magma. Se trata pues, de un metamorfismo térmico, producido por el contraste de temperaturas entre el cuerpo magmático y las rocas a las que intruye.

El metamorfismo de contacto se encuentra bien desarrollado en las inmediaciones del macizo plutónico formado por los gabros y granodioritas aflorantes

al norte de Santa María de Trassierra. Igualmente, aunque con menor extensión, se observa alrededor de las intrusiones graníticas de Peñas Pardas, Castro y Picón y Los Arenales. En otros cuerpos menores, tales como dique o pequeñas apófisis, los efectos térmicos son a veces inapreciables, quedando reducidos al mismo contacto o a una franja milimétrica a centimétrica.

En las inmediaciones de los gabros y granodioritas del norte de Santa María de Trassierra, sobre los materiales detríticos y/o carbonatados del Cámbrico Inferior, se desarrolla una aureola metamórfica de amplitud variable (métrica a decamétrica). Estas rocas muestran variaciones texturales y mineralógicas que son función de su distancia a la masa plutónica. En las proximidades y en los xenolitos o megaenclaves predominan las texturas granoblásticas y/o granoblásticas elongadas, llegándose localmente a perder la textura original primaria de la roca; mientras que en zonas más externas las texturas son porfidoblásticas o moteadas.

En el caso de materiales pelítico-areniscosos (1 km al norte del cortijo Alhondiguilla) se han reconocido rocas formadas por cuarzo, plagioclasa, cordierita, feldespato-K, corindón, biotita, moscovita y menas metálicas. La presencia del par cordierita-feldespato-K en ausencia de moscovita sería indicativa de corneanas en facies piroxénicas; sin embargo, la muestra presenta frecuentes moscovitas, algunas claramente de transformación secundaria, pero otras en placas algo desflecadas podrían ser primarias, en cuyo caso de trataría de una corneana en facies hornbléndicas. La presencia de corindón, por su parte, indicaría facies piroxénicas. Como quiera que sea, a la luz de estos datos, lo que si está claro es que el metamorfismo se produjo en condiciones de temperaturas elevadas.

En esta misma área, y en corneanas carbonatadas (mármoles), han sido citadas las siguientes asociaciones minerales (DELGADO QUESADA, et al. 1978; PASCUAL, 1981): calcita-olivino (o humita), serpentina-clorita-magnetita; mientras que en zonas más externas de la aureola la paragénesis está formada por talco-calcita-

cuarzo-clorita, que indican corneanas hornbléndicas y albita-epidota, respectivamente. En este punto también existen mineralizaciones de sulfuros posteriores a la asociación de skarn, formadas por: calcopirita-pirita-pirrotina-arsenopirita, y esfalerita-galena-estibnita.

En la mina del Duende (1,5 km al norte de Santa María de Trassierra, margen izquierda del río Guadiato), situada en el contacto de las granodioritas del Rosal, con niveles carbonatados impuros, los autores anteriores reconocen las siguientes asociaciones minerales metamórficas: diópsido-hastingsita-epidota-magnetita y diópsido-epidota-cuarzo, indicativas de corneanas hornbléndicas. Las mineralizaciones de sulfuros son posteriores a las asociaciones silicatadas y están compuestos por: blenda-calcopirita-tetraedrita-galena y blenda-calcita-galena, además de minerales de alteración supergénica.

En relación con la aureola metamórfica del granito de Los Arenales (vértice NE de la hoja), al norte de la intersección de la falla de Castro y Picón con el granito (límite oriental de la hoja), existe un indicio minero rico en magnetita en rocas carbonatadas con las siguientes asociaciones minerales (DELGADO QUESADA, et al., 1978; PASCUAL, 1981): diópsido-humita-zoisita-calcita; hastingsita \pm biotita \pm diópsido-epidota-magnetita, fluorita-cuarzo, grossularia-diópsido \pm hastingsita \pm vesuvianita, magnetita y blenda-cuarzo-calcopirita-bornita. Todas estas asociaciones pueden encontrarse dentro de la misma muestra, correspondiendo no sólo a paragénesis de contacto sino también a paragénesis hidrotermales más tardías.

En materiales gneísicos y metapelíticos de la serie precámbrica a la que intruye el granito de Los Arenales en su terminación septentrional, los autores arriba indicados han encontrado paragénesis con corindón (biotita-corindón-cuarzo-espineta), cuya presencia es indicativa de corneanas piroxénicas.

En el puente sobre el río Guadiato, y en relación con el granito de Castro y Picón, afloran niveles carbonatados y silicificados afectados por metamorfismo de contacto. Las paragénisis minerales están formadas por diópsido–grossularia–hastingsita–epidota, preferentemente en la interfase entre niveles carbonatados y silíceos. Los granates (grossularia) pueden formar niveles bandeados de potencia centimétrica. En este punto el metasomatismo silíceo ha jugado un papel importante en la génesis de estas paragénisis de skarn.

En el contacto occidental del granito de Castro y Picón (km. 22 de la carretera de Santa María a Villaviciosa, y en un punto inmediatamente al norte) también existen mineralizaciones de magnetita en materiales cámbricos.

Por último, indicar que el granito de Peñas Pardas también produce metamorfismo de contacto en las pizarras carboníferas, con asociaciones minerales que indican facies hornbléndicas en el mismo contacto o en xenolitos próximos a él, y de albita–epidota en zonas más externas.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

4.- HISTORIA GEOLOGICA

Es difícil hacer una reconstrucción paleogeográfica completa en base al estudio de los sedimentos aflorantes en la hoja de Santa María de Trassierra, máxime cuando, especialmente las series precámbricas, las cámbricas o las carboníferas, o no están completas o la relación estratigráfica es difícil de precisar, no sólo entre ellas, sino a nivel particular de cada una.

En la ZOM no se han estudiado ni definido todavía el conjunto de las unidades que la integran, motivo éste por el que resulta por el momento imposible reconstruir la paleogeografía del área de estudio en los distintos periodos geológicos; tampoco existe acuerdo en cuanto a la asignación cronoestratigráfica de algunas formaciones o conjunto de formaciones que la integran.

El esquema de evolución que se propone, adolece de las limitaciones aludidas; por lo tanto, y ante la amplitud del tema a tratar, se tomará como ámbito de

referencia la totalidad de la ZOM, pues sólo de esta manera puede abordarse este capítulo en su verdadera dimensión.

El resto de sedimentos, terciarios y cuaternarios, representan el Ciclo Alpino compatible con el esquema de evolución de la Depresión del Guadalquivir.

4.1.- CICLO CADOMIENSE

Los materiales de la ZOM pueden integrarse en dos grandes ciclos bien diferenciados, uno de edad precámbrica y otro de edad hercínica. A su vez, los materiales precámbricos de la ZOM pueden agruparse en dos grandes grupos de rocas, uno preorogénico y otro sinorogénico.

El grupo preorogénico lo integraban los neises de Azuaga (no aflorantes dentro de la hoja) y la parte más baja de la Sierra Negra (S. Montemolín), la cual aflora en las proximidades del embalse de la Breña. El depósito de los materiales es discutido, si bien la homogeneidad y amplia distribución de esta formación parece indicar una cuenca marina amplia con depósito uniforme de sedimentos. Las metavolcanitas (anfíbolitas y neises) intercaladas en esta formación, presentan un quimismo toleítico similar al de los Neises de Azuaga, y se suponen relacionadas con el mismo proceso extensivo que da lugar a éstos.

El grupo sinorogénico estaría representado por la parte alta de la Serie Negra (Sucesión Tentudía) y por la formación volcánico-sedimentaria (F. Malcocinado).

La sucesión Tentudía, está compuesta por pizarras y grauvacas con intercalaciones conglomeráticas. Estos sedimentos pueden representar el relleno de tipo flysch de una cuenca sinorogénica.

La Formación Malcocinado, se caracteriza por el acopio de depósitos piroclásticos y lávicos de naturaleza ácida-intermedia (riolita-andesita), junto a otros sedimentos terrígenos. Todos ellos tienen características propias de un medio somero, donde se reconocen depósitos relacionados con fenómenos de debris-flow a los que se asocian capas turbidíticas (QUESADA, C. et al., 1987).

El carácter calcoalcalino de los productos volcánicos de esta formación y sus relaciones espacio-temporales con el resto de las formaciones aflorantes, permiten interpretarla como un volcanismo orogénico ligado a un margen activo de tipo andino o arco isla (SANCHEZ CARRETERO, et al. 1989a).

El ciclo precámbrico finaliza con la Orogenia Cadomiense, y los procesos ígneos y tectonometamórficos a ella asociados.

La existencia de un evento orogénico finiprecámbrico ha sido un tema de debate en todo el macizo Ibérico Español durante los últimos años, actualmente son numerosas las evidencias sobre la existencia de una orogenia finiprecámbrica tanto en la ZOM como en el borde meridional de la ZCI, si bien los caracteres de la misma y su alcance son todavía temas en controversia.

El magmatismo finiprecámbrico está representado por las sucesiones volcánicas calcoalcalinas del Precámbrico terminal y por la presencia de diversos cuerpos intrusivos de igual o parecido quimismo.

El metamorfismo asociado a la orogenia finiprecámbrica afecta a los materiales precámbricos preorogénicos y, en menor medida, a los sinorogénicos; se pone en evidencia con claridad allí donde la intensidad de los procesos hercínicos ha sido menor, como en el anticlinorio Olivenza-Monesterio, donde la blastesis helicítica asociada a la intrusión de la grandorita de Pallarés (de 572 ± 74 m.a., según CUETO, A. et al., 1982), engloba la esquistosidad más manifiesta desarrollada en el encajante

precámbrico (S. Tentudía). En el ámbito de la presente Hoja no hay argumentos que permitan ratificar este dato.

Dispositivos similares, pero en otras estructuras anticlinales, se observan en el dominio Obejo–Valsequillo–Puebla de la Reina (anticlinal de Alange–Oliva de Mérida, de Peraleda, etc.).

4.2.- EL CICLO HERCINICO

Con posterioridad al Ciclo Precámbrico se inicia un nuevo episodio de sedimentación en la ZOM, transgresivo y régimen extensivo.

Este periodo se inicia cuando no se había logrado el arrasamiento total de la cadena finiprecámbrica y se superpone a un proceso extensivo que provoca una compartimentación de la corteza en bloques.

Todos estos hechos se reflejan en una compleja paleogeografía de los materiales del Paleozoico Inferior, que se caracteriza por su acusada diferenciación y por sus distintas relaciones con el substrato Precámbrico.

En la ZOM, el inicio de la transgresión paleozoica viene marcado por el depósito de las arenas y conglomerados de la Formación Torreárboles, el cual se produce en un ambiente marino muy somero o incluso fluvial.

De forma gradual progresa la transgresión y se instala una plataforma carbonatada que da lugar al depósito de las formaciones detrítico–carbonatadas durante parte del Cámbrico Inferior (Ovetiense–Marianiense), constituido por una secuencia detrítico–carbonatada, que evidencia intervalos rítmicos de carácter somerizante (terrígenos y a techo carbonatos). La presencia de estromatolitos, probablemente en relación con algas, y abundante fauna de arqueociatos, sugiere un medio de plataforma

somera de aguas limpias y protegidas. En algunos casos el predominio de carbonatos, con abundantes organismos bioconstructores, fueron la consecuencia de auténticos biohermos de carácter recifal.

Hacia el Cámbrico medio, la cuenca debió modificar su fisonomía ambiental, de modo que la entrada de terrígenos, entre otras causas, condicionó que la plataforma fuese siliciclástica y con carácter proximal. Los rasgos sedimentológicos tales como abundantes estructuras debidas a corrientes (laminación paralela y *hummocky*), denuncian una plataforma denominada por tormentas. Sin embargo, en otros sectores la plataforma siliciclástica pudo estar más protegida de estos fenómenos meteorológicos, a juzgar por la abundante fauna de trilobites, ostrácodos y lamelibranquios.

En la hoja de Santa María de Trassierra no existen otros depósitos paleozoicos preorogénicos, a excepción de las series detríticas de la Unidad de Sierra Albarrana, las cuales se han interpretado como un depósito de plataforma, que presumiblemente estaría en continuidad con los depósitos de plataforma siliciclástica proximal del Cámbrico medio.

La distribución de los materiales carboníferos en la ZOM, sigue pautas diferentes del resto de los materiales paleozoicos. En estos momentos no se mantiene la diferenciación entre las ZOM, ZCI y ZSP (Zona Sur Portuguesa), reflejo ello, sin duda, de una nueva situación paleogeográfica inducida por los procesos orogénicos hercínicos.

Durante el Carbonífero Inferior se desarrolla una amplia cuenca marina, que se extiende por el norte más allá del batolito de los Pedroches, y por el sur hasta la ZSP.

El relleno de la cuenca corresponde mayoritariamente a series terrígenas con esporádicos niveles carbonatados en la base, depositados en una plataforma

dominada por tormentas; en las parte más profundas se reconocen capas turbidíticas (GABALDON, et al., 1985). Las facies próximas se adscriben al borde septentrional de la cuenca y a alguno de los altos fondos de la misma.

El elemento más característico es la presencia de diversas alineaciones volcánicas que proporcionan a la cuenca importantes acopios de materiales volcánicos y/o volcanoclásticos, muy bien representados en la Cuenca de Benajazafe.

La sedimentación de los materiales paleozoicos en la ZOM se relacionan, primero con una etapa de rifting que se supone abarca todo el Cámbrico y Ordovícico, y segundo con una etapa de margen pasivo, de edad Silúrico-Devónico. Los sedimentos de edad Carbonífero y Pérmico son ya depósitos orogénicos o tardiorogénicos.

El final del ciclo hercínico viene determinado por la Orogenia Hercínica y los procesos ígneos y tecto-metamórficos a ella asociadas. Todo ello se desarrolla en un periodo de tiempo amplio comprendido entre el Devónico Medio y Pérmico Inferior.

La Orogenia Hercínica se acompaña de una serie de manifestaciones ígneas, caracterizadas por un amplio y heterógeno espectro de tipos litológicos (gabros a granitos) y formas de emplazamiento (volcánicos, subvolcánicos y plutónicos).

La disposición alargada en alineaciones NO-SE pone de manifiesto un marcado control tectónico sobre la génesis y emplazamiento de estos plutones, y de la actividad volcánica con la que algunos se asocian.

Los procesos deposicionales, tectonometamórficos e ígneos, durante la Orogéneis Hercínica, han sido integrados en modelos de tectónica de placas, por varios autores. La opinión más extendida, se debe a BARD, J.P. (1971), que propone una subducción hacia el norte de una placa oceánica situada inmediatamente al sur de la ZSP; un esquema similar ha sido planteado por CARVALLO, D. (1972).

Ultimamente estas interpretaciones han sido revisadas a la luz de nuevas teorías, que consideran el Macizo Ibérico, como un conjunto de terrenos tectonoestratigráficos (CONEY et al., 1980); según ella la ZOM corresponde a la parte externa del Bloque Autóctono Ibérico (QUESADA, 1992), del cual estaría separada por una cuenca oceánica obducida por colisión con otro bloque más meridional, el cual se situaría en áreas meridionales, posiblemente bajo la Zona Subportuguesa.

4.3.- CICLO ALPINO

Durante la evolución nealpina de las Cordilleras Béticas, se produjo un desplazamiento de mantos tectónicos hacia el norte. El apilamiento de estos mantos, junto con la flexura del basamento, dio origen a la Cuenca de antepaís del Guadalquivir en el Neógeno.

Los sedimentos depositados, durante el Messiniense en el sector de Córdoba, se caracterizan porque sus sistemas de depósito afloran entre el antepaís (Meseta Ibérica) y el Manto Bético. Este manto constituyó el borde meridional activo de la cuenca, que en algunos casos actuó como basamento móvil, individualizando cuencas satélites.

La reconstrucción paleogeográfica se ha efectuado a partir de los datos cartográficos y de subsuelo (perfiles sísmicos), teniendo en cuenta la extensión y la disposición de los sistemas deposicionales en la cuenca.

El emplazamiento progresivo del Manto Bético hacia el norte fue muy acentuado a final del Tortonense en la región de Córdoba, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de la cuenca en el mismo sentido. El límite septentrional de la sedimentación igualmente avanzó hacia el norte, sobre el borde de la Meseta, en la cual se reconocen sistemas aluviales que irrumpieron en la cuenca. Estos sistemas claramente de carácter continental, quedan en la actualidad aislados como pequeñas reliquias

cartográficas. Sin embargo, próximos a la cuenca, estos sistemas son de carácter mixto, pasando transicionalmente a las facies de plataforma detrítico-carbonatada, que caracteriza en la actualidad el borde de la Meseta. Estos sedimentos carbonatados con abundante fauna de briozoos, equínidos, lamelibranquios, etc., sugiere un ambiente de plataforma somera.

Esta plataforma, buzante hacia el sur, se va hundiendo progresivamente, hasta dar paso a los sedimentos de cuenca, dentro de los cuales se advierten, por un lado entrada de terrígenos procedentes del antepaís y por otro distribución de terrígenos en sentido longitudinal a la cuenca. Estos sedimentos están en relación con sistemas turbidíticos; los primeros situados probablemente en una zona de *by passing*, que quedan situados a mitad de camino entre el borde norte y la parte axial de la cuenca; los segundos adscritos a la zona axial de la misma.

El análisis y la interpretación de la estratigrafía sísmica en la zona axial de la cuenca (parte meridional de la hoja), permite deducir varios aspectos. En primer lugar que las facies detrítico-carbonatadas que aparecen en el borde de la Meseta, no continúan adosadas a este sustrato hacia el sur, sino que debajo de ellas aparecen materiales de naturaleza arcillosa (posiblemente en relación con una unidad de edad más antigua, atribuida al Tortoniense, ROLDAN, 1995). En segundo lugar, indicar que en una transversal sísmica ortogonal al eje de cuenca situada al SE de Córdoba, se deduce en profundidad un sistema turbidítico caracterizado por reflectores planoconvexos y planocóncavos, que sugieren facies de canales y lóbulos, respectivamente. En tercer lugar, en otra transversal sísmica longitudinal a la cuenca, también al SE de Córdoba, se pueden deducir morfologías cóncavas bajo los afloramientos situados entre los cortijos Montalbo y La Morena, que permiten argumentar la entrada de sistemas turbidíticos a la cuenca procedentes de la Meseta.

La caída eustática que se produjo a final del Messiniense (ROLDAN, 1995), originó una brusca retirada del mar en el sector de Córdoba, de modo que no ha

quedado registro sedimentario de carácter marino en época más reciente. Durante el Pliocuatrnario y Cuaternario, aconteció un periodo erosivo con denudación de los relieves preexistentes y la dinámica fluvial del río Guadalquivir que se observa en la actualidad.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

En este capítulo se reseñan los aspectos más notables en relación con la hidrogeología y los recursos minerales de la hoja de Santa María de Trassierra.

5.1.- HIDROGEOLOGIA

5.1.1.- Climatología

La hoja de Santa María de Trassierra se encuentra sobre el límite entre Sierra Morena y la campiña del Guadalquivir. Esta situación especial favorece que la climatología y las precipitaciones, presenten gran variabilidad a lo largo del año entre unos sectores y otros.

Los datos termopluviométricos referidos a la hoja, se han medido en dos estaciones; una en el aeropuerto de Córdoba (límite suroriental de la hoja) y otra en el cortijo de La Jarosa, próximo a la localidad de Santa María de Trassierra. Con ellos se

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOS.	SEPT.	OCT.	NOV.	DIC.	AÑO
1976	15.7	81.6	52.7	127.7	16.8	11.0	8.8	6.8	54.6	85.8	65.8	203.5	730.8
1977	145.3	110.4	1.7	IP	2.4	13.8	7.4	3.8	0.8	48.8	114.5	122.2	571.1
1978	17.7	72.1	23.2	87.7	29.3	42.0	0.0	IP	7.6	6.1	21.0	166.5	473.2
1979	129.2	117.1	55.2	28.8	5.3	25.0	0.8	0.0	9.6	227.7	12.7	22.4	633.8
1980	43.0	36.3	83.0	18.4	56.4	1.2	0.0	IP	7.0	45.6	106.3	0.5	397.7
1981	0.0	23.0	29.3	61.9	22.0	11.6	IP	2.9	9.8	3.8	0.2	144.8	309.3
1982	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
1983	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
1984	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
1985	---	---	---	---	---	---	0.0	---	---	---	---	---	---
1986	---	---	---	---	14.4	17.6	1.0	0.0	20.3	43.4	49.4	31.6	---
1987	126.9	92.1	11.7	65.0	4.7	0.3	45.8	31.3	9.0	107.2	86.9	238.7	819.6
1988	99.7	15.4	10.5	46.2	37.1	28.9	1.1	0.0	17.8	120.2	---	---	---
1989	---	---	---	---	29.7	0.1	IP	0.2	40.9	53.2	307.3	126.8	---
1990	73.6	0.0	20.7	119.3	1.1	0.0	1.8	1.6	11.8	115.5	85.0	16.9	447.3
1991	28.8	133.3	152.9	16.7	9.5	10.6	IP	IP	108.4	102.8	43.4	25.8	632.2
1992	4.6	69.2	32.3	96.1	29.0	122.5	0.3	1.2	29.1	133.7	5.2	26.0	549.2
1993	12.5	13.1	18.5	82.2	53.9	2.2	0.0	0.2	14.6	138.2	82.6	0.3	418.3
1994	37.2	52.0	0.7	29.9	48.8	0.7	0.4	0.0	---	62.9	57.5	27.1	---
1995	31.0	---	32.0	25.6	0.3	---	0.3	0.3	---	---	---	---	---
TOTAL	765.2	815.6	524.4	805.5	360.7	287.5	67.7	48.3	341.3	1294.9	1037.8	1153.1	5982.5
MEDIA	54.7	62.7	37.4	57.5	22.5	19.1	3.9	3	24.4	86.3	74.1	82.3	544
Nº DE DATOS	14	13	14	14	16	15	17	16	14	15	14	14	11

Precipitación total en mm, periodo 1976-1995. Aeropuerto de Córdoba

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOS.	SEPT.	OCT.	NOV.	DIC.	AÑO
1976	45.9	102.8	73.0	181.5	27.9	9.5	10.0	6.5	84.3	86.2	74.1	251.2	952.9
1977	181.1	153.5	5.5	0.0	2.0	29.0	7.5	5.0	0.0	81.0	147.0	206.6	817.6
1978	26.0	153.5	38.9	117.2	52.4	0.0	0.0	0.0	11.1	5.0	71.0	348.0	823.1
1979	287.5	184.5	83.5	63.5	8.5	10.5	---	0.0	14.1	275.0	11.0	79.5	---
1980	45.5	45.0	93.0	16.0	95.5	5.0	0.0	0.0	5.0	97.5	123.0	0.0	525.5
1981	0.0	42.1	47.0	84.0	36.5	6.5	2.5	3.0	18.5	8.0	0.0	226.0	474.1
1982	97.0	52.0	42.5	91.5	8.5	0.0	27.5	5.8	2.0	19.4	197.7	54.2	598.1
1983	0.0	13.4	36.4	95.6	14.3	0.0	0.0	1.7	12.5	4.0	354.6	114.2	646.7
1984	26.1	59.9	148.6	67.9	93.0	25.5	0.0	0.0	2.0	46.5	326.0	15.8	811.3
1985	300.6	154.1	10.0	73.0	28.5	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	159.2	159.1	888.0
1986	65.3	193.2	48.1	74.6	54.0	19.0	0.0	0.0	11.5	36.5	120.5	39.5	662.2
1987	229.0	178.7	19.0	119.0	24.0	16.3	34.2	35.0	14.5	174.7	106.6	449.7	1400.7
1988	200.0	35.0	8.0	62.0	67.5	65.0	9.0	0.0	13.0	149.3	113.0	0.0	721.8
1989	35.0	117.5	32.2	80.0	19.0	1.0	0.0	0.4	35.0	70.5	509.0	262.5	1162.1
1990	104.5	0.0	19.5	179.8	4.5	0.0	0.0	---	21.6	166.3	145.2	25.5	---
1991	39.5	222.0	208.5	48.0	11.0	34.5	0.0	0.0	57.6	151.6	40.0	34.5	847.2
1992	7.1	74.8	23.3	91.6	39.0	151.4	0.0	3.5	44.0	148.9	12.8	41.6	638.0
1993	14.8	20.5	15.9	80.5	87.7	7.7	0.0	1.7	15.7	155.5	113.6	0.0	513.6
1994	---	---	2.9	47.5	50.8	0.0	0.0	0.0	17.0	---	69.1	58.9	---
1995	55.2	---	31.2	---	0.3	---	0.0	---	2.3	---	---	---	---
TOTAL	1760.1	1802.5	987.0	1573.2	724.9	384.4	90.7	62.6	381.7	1675.9	2718.8	2458.2	12482.9
MEDIA	92.6	100.1	49.3	82.8	36.2	20.2	4.8	3.5	19.1	93.1	135.9	122.9	780.2
Nº DE DATOS	19	18	20	19	20	19	19	18	20	18	20	20	16

Precipitación total en mm, periodo 1976-1995. La Jarosa

Fuente: Centro Meteorológico Territorial de Andalucía Occidental (Sevilla)

pretende dar a conocer las variaciones de temperatura y precipitaciones que existen entre un sector y otro. En la tabla adjunta sólo se muestran los datos pluviométricos referidos al periodo 1976–1995, si bien en la estación del aeropuerto no hay datos entre 1982 y 1986.

La temperatura media anual en la zona de campiña (periodo 1960–1995) fue de 17,5°C. Mientras que las temperaturas medias de las máximas y mínimas para el mismo periodo ha sido de 24,5°C y 10,3°C, respectivamente. En cambio en la Sierra de Córdoba (cortijo de La Jarosa) estos valores son sensiblemente menores, así la temperatura media anual se situó en 15,4°C y la media de las máximas y mínimas fue de 22,6°C y de 8°C respectivamente, siempre referidas al mismo periodo 1976–1995.

Por otro lado, los valores de las precipitaciones también muestran variaciones entre las dos estaciones termopluviométricas antes referidas. La precipitación media anual en la Sierra (1976–1995) fue de 780 mm, mientras que en la campiña sólo alcanzó 544 mm. De acuerdo con estos datos existe una fuerte variación (más de 200 mm) entre un sector y otro.

Como puede observarse hay una notable diferencia en las precipitaciones medias anuales, variando en más de 160 mm al año entre la Sierra y la Vega (Campiña). En cuanto a temperaturas cabe destacar que la media anual baja aproximadamente 2°C y la máxima 5°C, manteniéndose la media de las mínimas.

En suma pueden diferenciarse dos regiones climáticas sensiblemente diferentes, la Sierra de Córdoba y la Vega (Campiña). No obstante, según la clasificación de Köppen el clima de Córdoba es Mesotermal (templado, húmedo, con verano seco e invierno lluvioso). Según el índice de Martonne (índice de aridez), el clima de Córdoba pertenece al tipo de "cultivo de secano y olivares". Para Dautin y Revenga el índice pluviométrico equivale al índice de aridez antes expuesto, con lo cual catalogan a Córdoba que está dentro de una zona "semiárida".

5.1.2.- Hidrología superficial

Toda la hoja se ubica en la Cuenca del Guadalquivir, transcurriendo el río Guadalquivir por la esquina suroriental.

Hay tres ríos principales que atraviesan la hoja aproximadamente en dirección NS: Guadalvacarejo, Cabrilla y Guadiato, los dos últimos confluyen en la cola del embalse de la Breña que tiene una capacidad de 115 Hm³. El uso de este embalse está destinado en la actualidad para regadío. Además hay un arroyo de cierta entidad que discurre por la parte sententrional de la hoja en dirección E-O, denominado Pajaroncillo.

El resto de los arroyos, especialmente los que están situados en el cuadrante suroriental, confluyen a través de las vegas en el Guadalquivir por su margen derecha.

5.1.3.- Características Hidrogeológicas

De acuerdo con la capacidad de almacenar y transmitir agua, los materiales de interés hidrogeológico de la hoja de Santa María de Trassierra pertenecen a las calizas cámbricas, gravas, arenas y calcarenitas del Mioceno y las gravas del sistema fluvial del Guadalquivir.

Las calizas deben su permeabilidad a la fracturación y procesos de carstificación, mientras que las calcarenitas, arenas y gravas lo deben a su porosidad intergranular.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, los afloramientos permeables principales, se han agrupado en tres unidades hidrogeológicas. Estas unidades son las siguientes: Unidad Hidrogeológica Detrítico-Carbonatada del Cámbrico, Unidad

Hidrogeológica del Mioceno de Base y Unidad Hidrogeológica Detrítico del Guadalquivir.

5.1.3.1.- Unidad Carbonatada del Cámbrico

Se extiende principalmente por una franja que discurre por la parte central de la hoja. La extensión aproximada que ocupa esta unidad es de unos 70 km².

Desde el punto de vista hidrogeológico esta Unidad presenta una sucesión de calizas, pizarras y areniscas que varían los contenidos de unas y otras de forma irregular, dominando las primeras especialmente en el borde oriental de la hoja. En líneas generales las características hidráulicas, de porosidad y permeabilidad, son medias a bajas.

Existen varios manantiales dentro de esta Unidad, casi todos ellos de escasa relevancia. Sin embargo, si conviene destacar la presencia de dos importantes surgencias, que si bien están en los materiales carbonatados la presencia de importantes fracturas condiciona en gran medida sus caudales.

El manantial más importante es la surgencia de Valdelahuerta, que en el periodo que se ha visitado (Diciembre de 1996) el caudal estimado superaba los 15 l/s. Dicho manantial con el transcurso del tiempo ha generado un apreciable travertino. Está situado 500 m de esta y a unos 1000 m al oeste del vértice Castro y Picón, en una zona de importante fracturación. Otro manantial de cierta entidad es la Fuente de Bernardo, situado entre los kilómetros 29 y 30 de la carretera que va de Santa María de Trassierra hacia Villaviciosa. Esta surgencia está regulada con un aljibe y varios grifos, no obstante el caudal estimado es de unos 4 l/s. De igual manera que en el manantial anteriormente citado, los recursos hidráulicos no deben achacarse sólo a esta Unidad, sino a su relación con una fractura de dirección NO-SE. La cota a la que está esta surgencia es de 470 m.

5.1.3.2.- Unidad del Mioceno de Base

Sus afloramientos se encuentran situados sobre materiales precámbricos y paleozoicos del borde de la Meseta.

Esta Unidad se extiende básicamente por el tercio meridional de la hoja, en la cual se pueden diferenciar dos grandes afloramientos. El más oriental está constituido por calizas, calcarenitas y gravas, que conforman una orla estrecha y larga que jalona el borde de la meseta; sus afloramientos tienen unos 10 km² y se hunden hacia la Cuenca del Guadalquivir. Se han reconocido varios manantiales, todos ellos con caudales que oscilan entre 1 y 3 l/s; entre estos los más importantes son: Fuente de las Cañas, Fuenreal y Fuente de Cuevas Altas, todos ellos al oeste y norte de Villarrubia. Los recursos hidráulicos de esta Unidad en este sector puede oscilar entre 5 y 10 l/s, según el rendimiento de algunos pozos aforados.

El afloramiento occidental, separado del anterior por el embalse de la Breña, se caracteriza porque el contenido de gravas y arenas es dominante respecto a las calcarenitas, ya que el Mioceno en este sector conforma un sistema de depósito de tipo fluvio-deltaico; la extensión de los afloramientos continuos es del orden de 20 km². La situación de estos materiales, ocupando relieves deprimidos, condiciona prácticamente la ausencia de surgencias de importancia; no obstante, se han detectado dos manantiales, Fuente Naranjo y Fuente del Almendro en los límites más septentrionales de este sistema fluvio-deltaico, con caudales estimados de 1-2 l/s. La consulta realizada sobre el caudal de algunos pozos de este sector (más de 50 l/s en algunos casos), pone de manifiesto que esta unidad tiene unos recursos muy elevados dada su extensión y sus características hidráulicas.

5.1.3.3.- Unidad Detrítico del Guadalquivir

Esta Unidad comprende los sistemas de depósito asociados al río Guadalquivir, ampliamente representada en la margen derecha del citado río. La extensión aproximada es de unos 40 km².

La litología principal es de gravas, arenas y limos. El espesor puede variar entre 10 y 20 m.

Los recursos hidráulicos de esta Unidad dependen esencialmente del nivel del río Guadalquivir. En la época de sequía periodo 1990-1995, gran cantidad de pozos construidos para regadío, han visto considerablemente mermadas sus reservas; en cambio en el año 1996, el cual ha tenido una pluviometría de más de 1000 mm, estos pozos han recuperado de forma rápida sus niveles.

5.2.- RECURSOS MINERALES

5.2.1.- Minerales metálicos

En la hoja de Santa María de Trassierra ha habido bastante actividad minera hasta la década de los años setenta. A partir de ese tiempo la caída en los precios de los elementos metálicos y las dificultades de extracción de estos productos hicieron abandonar por completo esta actividad.

Sin embargo, es necesario al menos mencionar las minas más importantes que fueron explotadas en el ámbito de esta hoja. En el mapa geológico estas minas figuran con los números 1 a 6 y en el mismo orden son las siguientes: La Plata, Calamón Bajo, Calamón Alto, Cabeza de Pedro, Los Calderones y Mirador de Las Niñas. En todas ellas la paragénesis mineral es de Pb-Zn, y está asociada a fracturas de dirección NE-SE. En todos los casos la minería llevada a cabo ha sido de interior, con

un pozo maestro para extraer el mineral y galerías en diversos niveles para explotar los filones.

5.2.2.- Rocas Industriales

La actividad extractiva de piedra natural, a partir de las calcarenitas del Mioceno, data de la época de los árabes. En sucesivos periodos de la historia, incluso en la actualidad, esta actividad ha tenido momentos de aceleración y receso. En el ámbito de esta hoja existen algunas canteras antiguas, hoy día totalmente abandonadas, de las cuales la más importante está situada en la Casa de las Cuevas Altas (norte de la localidad de Villarrubia).

Por otro lado, la única cantera activa (7) que hay en la hoja está ubicada en las inmediaciones de Villarrubia. Se trata de una explotación de áridos para la construcción; el material, constituido por gravas y arenas, lo extraen de los abanicos aluviales adosados al borde de la Meseta.

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J. (1991). Edad y estructura de las rocas de Sierra Albarrana. Implicaciones regionales. GEOGACETA 10. pp. 119-124.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; DELGADO QUESADA, M.; ROLDAN GARCIA, F.J. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1985). Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). ITGE, Madrid.

DELGADO QUESADA, M. (1971). Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). Bol. Geol. Min., 82, III-IV, 277-286.

DELGADO QUESADA, M.; GARROTE, A. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1985). El magmatismo de la Alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad

oriental, Zona de Ossa-Morena. *Temas Geol. Min.* 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena, 41-64.

DELGADO QUESADA, M.; PASCUAL MARTINEZ, E. y FENOLL HACH-ALI, P. (1978). A geological and metallogenic study of some occurrences of magnetite and sulphides in Sierra Morena (NNW of Córdoba, Spain). *Estudios Geol.*, 34, pp. 461-474.

GARROTE, A. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1983). Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero inferior al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 62, 2, pp. 249-257.

LIÑAN GUIJARRO, E. (1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis doctorales de la Universidad de Granada, 191. Universidad de Granada, Granada. pp. 212.

PASCUAL, E. (1981). Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba. Tesis, Universidad de Granada. pp. 521.

PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1975). El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, pp. 15-30.

QUESADA, C. (1990). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to "Cadomian" orogenic events. En: R.S. D'Lemos, A.R. Strachan y C.G. Topley (eds.), *The Cadomian Orogeny*. Geological Society, Special Publication, 51, 353-362.

SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1989a). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 7. pp. 21.

SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA CUESTA, L.A. (1989b). Unidades y datos geoquímicos del magmatismo hercínico de la "Alineación de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada" (Ossa-Morena oriental). *Studia Geologica Salmanticensia*, 4, pp. 105-130.