

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

**MEMORIA DE LA HOJA DE PALMA DEL
RIO N° 942 (14-38)**

La presente hoja ha sido realizada por INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA) con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO TECNOLÓGICO 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)
CONTRERAS VAZQUEZ, F.	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)
--------------------	---

Hidrogeología:

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

Recursos Minerales:

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)

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	4
1.- ESTRATIGRAFIA	6
1.1.- PRECAMBRICO	10
1.1.1.- Esquistos, neises, anfibolitas, pizarras y grauvacas (Serie Negra) (12, 12, 14)	10
1.1.2.- Serie volcanosedimentaria andesítica (15) con intercalaciones de conglomerados (16), calizas (17) y metabasitas masivas (18) (F. Malcocinado)	14
1.2.- CAMBRICO	15
1.2.1.- Areniscas y pizarras (7, 19) con intercalaciones de conglomerados (20) (F. Torreárboles)	15
1.2.2.- Pizarras y calizas (21), calizas masivas (22), pizarras, calizas y metabasitas (8)	17
1.2.3.- Pizarras y areniscas (9)	19
1.2.4.- Cuarcitas, esquistos y neises (10) con intercalaciones de anfibolitas (11)	20
1.3.- ORDOVICICO	21
1.3.1.- Pizarras moscovíticas con niveles de areniscas (23)	21
1.4.- SILURICO	22
1.4.1.- Ampelitas (25)	22
1.5.- DEVONICO	22
1.5.1.- Pizarras negras laminadas (26)	22
1.6.- CARBONIFERO	23
1.6.1.- Pizarras y areniscas (27) con lentejones calizos (28)	23
1.6.2.- Conglomerados y pudingas (29)	23
1.7.- MIOCENO	24
1.7.1.- Facies de gravas, arenas y limos rojos (30)	24
1.7.2.- Calizas de algas, calcarenitas y conglomerados (31)	25
1.7.3.- Limos margosos (32)	27
1.7.4.- Margas y conglomerados (35)	28
1.8.- MESSINIENSE-PLIOCENO INFERIOR	29
1.8.1.- Margas gris-azuladas (34)	29
1.8.2.- Gravas, arenas y limos amarillentos (33)	30

	<u>Pág.</u>
1.8.3.- Limos y areniscas (36)	31
1.9.- PLIOCUATERNARIO	32
1.9.1.- Gravas y arenas con limos rojos (37)	32
1.10.- CUATERNARIO	34
1.10.1.- Gravas, arenas y limos. Terrazas alta e intermedia (38, 39)	34
1.10.2.- Gravas, arenas y limos. Rellenos aluviales y/o coluviales (44, 45)	35
1.10.3.- Arcillas negras, rojizas y limos arenosos rojizos. Suelos (40, 41, 42)	35
1.10.4.- Arcillas con cantos. Derrubios de ladera (43)	35
2.- TECTONICA	37
2.1.- OROGENIA PRECAMBRICA	38
2.2.- OROGENIA HERCINICA	40
2.3.- OROGENIA ALPINA	44
3.- PETROLOGIA	47
3.1.- ORTONEIS	47
3.2.- GABROS Y DIORITAS	49
3.3.- GRANODIORITAS	49
3.4.- PORFIDOS ACIDOS	51
3.5.- DIQUES DE DIABASAS	52
3.6.- DIQUES DE CUARZO	53
4.- HISTORIA GEOLOGICA	54
4.1.- CICLO PRECAMBRICO	56
4.2.- CICLO HERCINICO	58
4.2.1.- Paleozoico Inferior y Medio	59
4.2.2.- Materiales del Grupo de Sierra Albarrana	61
4.2.3.- Materiales Carboníferos y Pérmicos	62
4.3.- CICLO ALPINO	65
5.- GEOLOGIA ECONOMICA	68
5.1.- HIDROGEOLOGIA	69
5.1.1.- Climatología	69
5.1.2.- Hidrología Superficial	70
5.1.3.- Características Hidrogeológicas	72
5.1.3.1.- Unidad detrítico-carbonatada del Cámbrico	73
5.1.3.2.- Unidad del Mioceno	73
5.1.3.3.- Unidad Detrítico del Guadalquivir	74

	<u>Pág.</u>
5.2.- RECURSOS MINERALES	75
5.2.1.- Minerales Metálicos	75
5.2.2.- Rocas Industriales	76
6.- BIBLIOGRAFIA	77

0.- INTRODUCCION

0.- INTRODUCCION

0.1.- SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

Esta hoja se extiende entre las siguientes coordenadas geográficas:

37° 40' 4,8" --- 37° 50' 4,8" Latitud norte

5° 11' 10,8" --- 5° 31' 10,8" Longitud oeste

Se encuentra situada en la parte occidental de la provincia de Córdoba, y alcanza el borde oriental de la provincia de Sevilla.

En esta zona coexisten tres áreas geográficas bien definidas; la Sierra, ubicada en el tercio septentrional de la hoja; la Vega del Guadalquivir, que recorre en diagonal la hoja; y la Campiña al sur caracterizada por un relieve de lomas y valles suaves, en los que tiene lugar el cultivo de cereales principalmente.

La mayor cota es el vértice San Cristóbal con 466 m, que se ubica 1 km al sur de La Puebla de los Infantes; la más baja está en el cauce del río Guadalquivir con 40 m, en la parte suroriental de la hoja.

La hoja es atravesada por el río Guadalquivir según la dirección NE-SO, al que confluye el río Genil en las inmediaciones de Palma del Río, por la margen izquierda. Otros afluentes de la margen derecha son los ríos: Bembézar y Retortillo este último con una pequeña presa de derivación; además están los arroyos: Guadalora y Guadalbarcar, este segundo regulado por el embalse José Torán con una capacidad de 100 Hm³.

El principal núcleo de población es Palma del Río que cuenta con 18350 habitantes según censo de 1991. Otras localidades importantes de esta hoja son: Hornachuelos, Peñaflor y La Puebla de los Infantes; también hay unas aldeas de antigua colonización que son: Mesas de Guadalora, Céspedes, Las Veredas, Vegas de Almenara, Priorato y Setefilla. Las comunicaciones son excelentes dada la cantidad de núcleos de población existentes.

La economía está sustentada básicamente por la agricultura y la ganadería, si bien en Palma del Río existen algunas industrias relacionadas con el embalaje y exportación de productos agrícolas.

La agricultura es de tipo extensivo de cereales y oleaginosos, que se cultivan en su mayoría de secano. Existen también importantes explotaciones de frutales, sobre todo naranjos y melocotones en la Vega del Guadalquivir.

La ganadería es de tipo extensivo y se restringe a la mitad norte de la hoja, donde existen ganaderías de vacuno para cría y engorde, así como de ovino y porcino.

En las inmediaciones de Hornachuelos se localiza el Parque Natural que recibe el mismo nombre y que se extiende al norte por la hoja de Las Navas de la Concepción.

0.2.- ANTECEDENTES

Son escasos los trabajos geológicos, realizados en este área y no hay ninguno que incida de forma general sobre él, a excepción de las hojas geológicas realizadas por la Junta de Andalucía y publicadas en 1992. En este trabajo se realizó, además de la cartografía geológica, un minucioso estudio geológico minero de todos y cada uno de los indicios mineros existentes en la hoja.

En lo referente a la geología regional, el zócalo Paleozoico y Precámbrico ha sido abordado en muchos trabajos; en 1971 CAPDEVILA, R. et al., plantearon un esquema geológico global sobre la ZOM, seguido posteriormente por PARGA, R. y VEGAS, R. (1972), en el que a grandes rasgos se siguieron los esquemas apuntados por LOTZE, E. (1945) para el conjunto de la Península Ibérica.

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

En la década de los 70, se realizaron diversos trabajos de licenciatura y doctorado en la ZOM en los que por regla general se le dio mucha importancia a 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 y 1978), que ponen en evidencia la originalidad de las faunas paleozoicas de la ZOM.

En el año 1976 DELGADO QUESADA, M. et al., plantearon un esquema de división en dominios de la ZOM, que fue seguido por la mayoría de los autores que trabajaron posteriormente en el área.

Durante esta década comenzó el Programa de Cartografía Geológica con el Plan MAGNA en la ZOM, cuyos resultados más relevantes fueron: a) Se comprobó la existencia de una orogenia finiprecámbrica, a la cual se asocia una serie de procesos ígneos, metamórficos y deformacionales; b) se puso en evidencia una Orogenia Hercínica, en la cual se relacionaron procesos similares a la anterior; c) se separaron los materiales de la ZOM en dos grandes grupos de rocas; d) se dividió la ZOM en Unidades Tectónicas; y e) se procedió a la correlación entre la ZOM y ZCI.

Estas conclusiones han quedado plasmadas en las distintas Hojas del Plan MAGNA y en algunos trabajos, entre los que caben destacar, la división en grupos de rocas, propuesta para la ZOM por APALATEGUI, O. et al. 1.983; el Mapa Geológico-Minero de Extremadura QUESADA, C. et al. (1987); la Tesis Doctoral de EGUILUZ, L. (1988); y en la publicación de esta hoja por la Junta de Andalucía en 1992.

Otros trabajos realizados también en la Meseta Ibérica en esta época y que inciden en el área de trabajo son los de ROBARDET, M. (1986); ROCHEBOEUF, et al. (1986), sobre las sucesiones paleozoicas de la ZOM y en concreto del sinclinal del Cerrón del Hornillo.

Los datos existentes en el marco de la Depresión del Guadalquivir, a partir de la tesis doctoral de ROLDAN (1995), han determinado una remodelada y actualizada geología de las unidades aflorantes, en términos de secuencias deposicionales y sus sistemas deposicionales asociados.

1.- ESTRATIGRAFIA

1.- ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Palma del Río ocupa una parte del Límite entre la Meseta Ibérica y la Cuenca del Guadalquivir.

La Meseta Ibérica, en esta hoja, corresponde a la Zona de Ossa Morena (LOTZE, 1945), y dentro de ésta se encuentran los dominios de Sierra Albarrana y Zafra-Alanís-Córdoba (CHACON et al., 1974 y DELGADO-QUESADA et al., 1997).

La revisión de la idea de los dominios geológicos en 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 del 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 envergadura 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 conoxión 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 de cuenca de antepais (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 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 de las Cordilleras Béticas (borde activo).

La hoja de Palma del Río se sitúa sobre un segmento del borde pasivo, en el cual se han desarrollado 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 neógenos aflorantes corresponden al Mioceno superior y Plioceno inferior, que solapan y a la vez ocultan sedimentos de edad Tortonense, situados hacia posiciones más meridionales 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

1.1.1.- Esquistos, neises, anfibolitas, pizarras y grauvacas (Serie Negra) (12, 13, 14)

Se incluye en este epígrafe un conjunto fundamentalmente metadetrítico, de pizarras y grauvacas con intercalaciones de metavolcanitas y conglomerados.

Esta sucesión, definida en Portugal por CARVALHOSA (1965), incluye un amplio conjunto de materiales comprendidos entre una sucesión neísica en la base, (Neises de Azuaga) y otra metavolcánica a techo (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 niveles de anfibolitas y cuarcitas negras (Sucesión Montemolín). La superior formada por esquistos biotíticos y grauvacas volcanoclásticas, con intercalaciones de metavolcanitas y eventuales niveles de conglomerados (Sucesión Tentudía).

En esta hoja, los materiales pertenecientes a la denominada Serie Negra, presentan características muy diferentes, aparecen en afloramientos limitados por fracturas en las proximidades de La Puebla de los Infantes y Lora del Río y en dos afloramientos en el borde norte de la hoja.

En el afloramiento situado al S y O de Hornachuelos, la Serie Negra describe una estructura anticlinal.

Las facies más generalizadas corresponden a una alternancia de pizarras y grauvacas (14), en bancos de orden centimétrico a decimétrico de espesor. Las estructuras de ordenamiento interno más comunes son: estratificación cruzada y granoselección. En el muro de algunos estratos se observan estructuras de impacto o arrastre como "*groove cast*" o "*chevron cast*".

Los términos grauváquicos presentan texturas clásticas esquistosas, y están formados por clastos monominerálicos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, y fragmentos de rocas fundamentalmente de naturaleza ígnea y volcánica.

Las pizarras presentan texturas lepidoblásticas esquistosas con abundantes micas, que proceden de un sedimento detrítico de grano fino arcilloso o limo-arcilloso.

En el afloramiento que discurre entre el borde NO de la hoja y Mesas de Guadalora, la Serie Negra, está representada por esquistos biotíticos y neises (12), con niveles de cuarcitas negras, ortoneises y anfibolitas o neises anfibólicos (13). Estos materiales podrían representar la sucesión neísica (Neises de Azuaga), inferior a la Serie Negra, la cual tiene litotipos similares a ella; la ausencia de algunos de los términos más característicos de dicha formación como los neises glandulares, neises alcalinos, etc., hace pensar que estos materiales representan la base de la Serie Negra, donde aparecen algunas intercalaciones neísicas.

Afloran en una banda de unos 2 km de anchura, que se extiende como se ha dicho desde la esquina NO de la Hoja, hasta 3 km al S de Hornachuelos, donde queda cubierta en su totalidad por materiales terciarios. Esta banda está limitada por fracturas importantes al N y al S, en las que se alojan eventualmente rocas intrusivas, diabasas y granitos o pórficos ácidos.

Las facies más comunes son esquistos o cuarzoesquistos biotíticos, que se caracterizan por tener una textura esquistosa de grano fino, formada por cuarzo, plagioclasa y biotita como componentes principales; la moscovita, tremolita, grafito, circón, opacos, etc., son los accesorios más comunes. Los filosilicatos son sinmetamórficos y se debe de destacar el carácter de la biotita, cuya blastesis y pleocroismo aumenta paralelamente con el metamorfismo.

Los afloramientos neísicos, están formados principalmente por neises plagioclásico-biotíticos, que evolucionan a paraneises biotíticos, a veces con gran cantidad de grafito y con lentejones o finos niveles de cuarcitas negras y jaspilitas. Estas rocas proceden, en su mayor parte, de una serie volcanosedimentaria ácida, algunas muestras conservan aún texturas originales de rocas volcánicas, siendo clasificadas como metavolcanitas ácidas de composición riolítica-dacítica. Al microscopio, están compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos (sobre todo plagioclasa, pero también feldespato potásico) y biotita; según las muestras, también pueden ser componentes principales grafito, clorita, moscovita y opacos. Entre los minerales accesorios destacan apatito, opacos, epidota, esfena, circón, y en ocasiones feldespato potásico. Se observan dos fases de deformación: una primera que produce una esquistosidad sinmetamórfica de grado medio a bajo, y otra esquistosidad posterior de crenulación que a veces da lugar a la formación y recristalización de minerales micáceos, cuarzo y óxidos.

Las anfibolitas (13), muestran textura granonematoblástica a veces con tendencia blastoporfídica o blastogranular. El estudio al microscopio indica como

minerales principales: plagioclasa, anfíbol verde (hornblenda–actinolita) y en ocasiones diópsido, opacos, epidota, clorita, actinolita. Como accesorios destacan apatito, epidota, biotita y a veces diópsido; y como secundarios calcita, óxidos, sericita, prehnita, clorita, epidota y feldespato potásico. Las rocas son clasificadas como anfibolitas con hornblenda y diópsido, metagabros anfibólicos y a veces epidotitas con anfíbol.

A veces se han observado diabasas de carácter anfibólico, que no muestran rasgos de deformación importante. Estas rocas presentan una problemática equivalente al caso antes mencionado entre granito y ortoneis.

En la mitad noroccidental de la hoja, la Serie Negra, está representada por una monótona sucesión de pizarras y grauvacas (14), que aparecen en un afloramiento que se acuña hacia el este, por efecto de una falla de cierta importancia, cicatrizada por un pórfido granítico, que sirve de límite meridional del mismo; al norte de estos materiales, aflora la sucesión arcósica de Torreárboles, que reposa aquí directamente sobre la Serie Negra.

En este afloramiento la sucesión es equivalente en todo a los términos de la Serie Negra del primer afloramiento descrito. Al microscopio las rocas presentan texturas clásticas, esquistosas y están formadas por clastos de cuarzo y feldespatos, en una matriz fundamentalmente micácea, recristalizada a clorita y moscovita.

En la cartografía estos materiales describen una estructura anticlinal, que parece no afectar a la formación arcósica suprayacente y que pudiera tratarse: a) de un anticlinal precámbrico, b) de un anticlinal hercínico sobre materiales discordantes que presentaban un fuerte ángulo.

1.1.2.- Serie volcanosedimentaria andesítica (15) con intercalaciones de conglomerados (16), calizas (17), y metabasitas masivas (18) (F. Malcocinado)

Incluimos en este epígrafe un conjunto de depósitos volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios, que se sitúan sobre los materiales anteriormente descritos, y que tienen una representación muy desigual en la hoja.

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

En la presente hoja, estos materiales, están representados cartográficamente por dos afloramientos de forma triangular, limitados por fracturas. Uno está situado al S del Embalse del Retortillo, es fundamentalmente pizarroso-cinerítico con lentejones de tobas ácidas y básicas, conglomerados y calizas impuras. El otro se localiza en el paraje de Reventones y contiene metabasitas, metatobas ácidas (sericíticas) y algunos lentejones carbonatados.

Al microscopio las tobas y epiclastitas tienen composición ácida a intermedia (riolita-andesita); presentan textura clástica o porfiroclástica esquistosa y están formadas por fragmentos de rocas volcánicas y clastos de feldespatos en una matriz de la misma naturaleza. A veces la calcita es abundante tanto en la matriz como en fisuras y superficies de esquistosidad, que llega localmente a dar formas granoblásticas.

Desde el punto de vista petrológico las rocas volcánicas aflorantes de esta formación, son similares a las descritas en otras áreas.

Este volcanismo, a escala regional, se interpreta que es sinorogénico y está ligado a un margen activo de tipo andino o de arco isla, 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 Vendense (edad de la F. Torreárboles que la recubre discordantemente). La única reseña 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.- CAMBRICO

Muchos autores son los que han estudiado el Cámbrico en la Sierra de Córdoba, y especialmente referido a su bioestratigrafía (arqueociatos, trilobites, icnofósiles, etc.). LIÑAN (1972 y 1978), realizó un estudio bioestratigráfico del Cámbrico de la Sierra de Córdoba, identificando y definiendo varias formaciones, que de muro a techo son las siguientes: F. Torreárboles, F. Pedroche, F. Santo Domingo y F. los Villares; la primera y la última son exclusivamente detríticas, las otras dos son carbonatadas detríticas.

1.2.1.- Areniscas y pizarras (7, 19) con intercalaciones de conglomerados (20) (F. Torreárboles)

Estos materiales afloran en diversos puntos de la hoja, con características diferentes. Al oeste de Hornachuelos está representada por una alternancia de pizarras y metarenitas en bancos centimétricos–decimétricos, con alguna intercalación esporádica

de arcosas masivas blancas de espesor métrico. Hacia la mitad predominan los niveles pizarrosos, sobre los arenosos; el techo es también predominantemente pizarroso.

Los términos pizarrosos, presentan textura clásica, y están formados mayoritariamente por productos micáceos sericíticos, y en menor medida por clastos angulosos de cuarzo y plagioclasa que se concentran en bandas, definiendo la S_0 .

Al OSO del anterior afloramiento la Formación Torreárboles, está formada por una monótona sucesión de arcosas de grano fino con intercalaciones de pizarras que ocupan varias bandas limitadas por fracturas. Esta contacta mecánicamente con la Serie Negra y con la Formación Malcocinado, acuñándose hacia el E. Los tramos inferiores son meta-arcosas de grano fino a medio, con láminas pizarrosas intercaladas, que se convierten en paquetes pizarrosos a techo.

Al oeste de Puebla de los Infantes, la Formación Torreárboles, está representada por una monótona sucesión de arcosas masivas de color blanco, con intercalaciones esporádicas de niveles pizarrosos que son más abundantes a medida que se asciende en la serie. En la base se reconocen niveles conglomeráticos de distribución discontinua. Los cantos están formados por rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico. El techo no aflora al estar laminado por una falla subparalela al rumbo de las capas, que pone en contacto esta Formación con los materiales ordovícicos del sinclinal del Cerrón del Hornillo.

Los restos de fósiles reconocidos en esta Formación en Córdoba y en la Unidad de Alconera son icnofósiles del tipo *Planolites* s.p. y *Teichichnus* s.p. (LIÑAN, 1978), que han permitido asignarle una edad de Cordubiense.

1.2.2.- Pizarras y calizas (21), calizas masivas (22), pizarras calizas y metabasitas (8)

En el área de estudio, existen diversas alineaciones de materiales detrítico-carbonatados, pertenecientes a distintas unidades geológicas asignadas al Cámbrico inferior.

En la Unidad del Flanco norte estos materiales, están representados en las proximidades de Hornachuelos.

La secuencia comienza con pizarras en las que eventualmente se reconocen nódulos carbonatados (pizarras rizadas), que se superponen en concordancia a la formación subyacente anteriormente citada.

La sucesión prosigue con una alternancia de pizarras y areniscas de color crema con intercalaciones carbonatadas, que van siendo cada vez más abundantes y potentes. En el techo de la secuencia dominan los mármoles y se aprecian en ocasiones intercalaciones de material volcanoclástico.

El estudio petrográfico, tanto de los materiales detríticos como de los carbonatos, muestra una roca muy poco evolucionada, con una recristalización incipiente. El espesor de los materiales aflorantes es de unos 300 m.

Otro afloramiento de estos materiales se sigue desde el borde norte de la hoja hasta el N de La Puebla de los Infantes. La base de la secuencia está constituida generalmente por niveles pizarrosos que intercalan esporádicamente lentejones de carbonatos. Estos niveles son irregulares de modo que la ausencia de los mismos puede ser sustituida por calizas que contactan directamente con materiales de la unidad infrayacente.

En las proximidades de Puebla de los Infantes la secuencia está representada esencialmente por calizas, las cuales cabalgan hacia el sur a la sucesión detrítica, implicada en el Sinclinal del Cerrón del Hornillo. El afloramiento se extiende entre fracturas por la mayor parte de la hoja de Palma del Río. En su extremo occidental, inmediaciones del vértice Sancha, están bien representados los niveles basales de pizarras y calizas con lentejones de volcánicas ácidas. En el extremo oriental de la hoja, en Sierra Traviesa, se localizan algunas intrusiones de diabasas en forma de sills, que se encuentran deformadas con los estratos.

No se puede establecer la potencia de esta formación porque está siempre limitada por contactos mecánicos, pero debe ser superior a 200 m.

En la Unidad del Flanco Sur estos sedimentos están representados fundamentalmente por pizarras, calizas y metabasitas (8), que constituyen una banda cartográfica irregular al estar muy fracturada. Los materiales en general son muy heterogéneos y están formados por: calizas y pizarras, calizas, mármoles, rocas de silicatos cálcicos (*skarn*) y metabasitas (tobas, lavas y pórfidos básicos).

Se trata de una sucesión detrítico-carbonatada en la que se intercalan episodios volcánicos principalmente a techo de la secuencia y otros de carácter intrusivo.

La transformación de las rocas carbonatadas en silicatos cálcicos, por efecto de los intrusivos es considerable en algunos sectores, en los que difícilmente se pueden diferenciar estas rocas de los pórfidos básicos. En las proximidades de estos cuerpos se aprecian, a veces, mármoles fajeados, con abundantes anfíboles; en otras áreas los materiales carbonatados constituyen una sucesión de calizas con intercalaciones pizarrosas sin apenas metamorfismo.

Los cuerpos intrusivos se han clasificado como metagabros, la mineralogía principal está formada por: plagioclasa, anfíboles, piroxeno y opacos; como secundarios: actinolita, zoisita y pistacita. Presentan una alteración generalizada de piroxeno a anfíbol y plagioclasa a epidota, que parece debida a un proceso termal (metamorfismo) de grado bajo.

Las rocas de silicatos cálcicos se caracterizan por la presencia de actinolita y epidota en masas irregulares y diques, junto a fenocristales de plagioclasa y esfena abundante, que indica la influencia de materiales ígneos.

1.2.3.- Pizarras y areniscas (9)

En la Unidad del Flanco Sur, al S y SO de La Puebla de los Infantes, sobre las calizas cámbricas se dispone una sucesión detrítica que aflora en el núcleo de una estructura sinclinal limitada por fracturas.

La sucesión se inicia por una alternancia de pizarras y areniscas de color crema o marrón en bancos métricos; hacia el techo la serie se hace más fina, y culmina con pizarras de tonos negros, verdosos y morados. Petrológicamente estos sedimentos muestran una textura blastopelítica y están formados esencialmente por material micáceo y algunos granos de cuarzo, que parecen corresponder a material cinerítico, posiblemente en relación con una actividad volcánica distal.

La potencia no se puede precisar por estar el afloramiento entre fracturas, pero debe ser como mínimo de varios cientos de metros.

La edad de estas formaciones, no ha podido ser precisada, su base es posiblemente Cámbrico inferior (Bilbiliense).

1.2.4.- Cuarzitas, esquistos y neises (10) con intercalaciones de anfibolitas (11)

En la Unidad de Flanco Sur aflora una sucesión constituida por esquistos, cuarzoesquistos y neises biotítico–moscovíticos (6), con niveles cuarcíticos cuarzo–feldespáticos, que llegan a dar diferenciados pegmatoides; existen además lentejones de anfibolitas (7) intercalados en la serie. Estos materiales afloran entre el Neógeno, al S, y la Formación Torreárboles al N, llegando a contactar con metabasitas y calizas de la Unidad de Puebla de la Reina.

Los esquistos y neises presentan al microscopio textura granolepidoblástica o neísica; como minerales principales tienen cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita, opacos y a veces sillimanita y cordierita. Entre los accesorios destacan circón, y en algunos casos plagioclasa y calcita. Las rocas pueden ser clasificadas como esquistos biotíticos–moscovíticos y neises biotíticos con sillimanita.

En su mayor parte las rocas parecen proceder de sedimentos pelíticos o cuarzo–pelíticos, afectados por metamorfismo regional de grado variable, con desarrollo de dos esquistosidades; una primera que produce la bastesis más importante de minerales como cuarzo, plagioclasa y micas; y otra posterior de crenulación que produce también porfirocristales de opacos.

Las anfibolitas se disponen como masas lenticulares que se acuñan lateralmente; en el campo unas veces como masas subparalelas a las capas, que se relacionan con materiales tobáceos, y otras veces como cuerpos de forma más irregular y con contactos aparentemente oblicuos. Estas relaciones se interpretan que están asociadas con un complejo volcánico–subvolcánico de igual edad que esta formación, de acuerdo con la relación que dichas rocas presentan respecto de otras de carácter volcanoderivado y que aparecen interestratificadas en la serie; sin embargo este argumento resta por verificar con más precisión.

Al microscopio las anfibolitas presentan texturas nematoblásticas, y tienen como minerales principales plagioclasa, anfíbol (actinolítico) epidota, opacos, y en algún caso esfena; como accesorios apatito y circón. Proceden de material de origen ígeno, y tienen una orientación marcada por la primera esquistosidad (S_1) que se encuentra microplegada.

La edad de esta serie es desconocida, si bien por su litología se podría correlacionar con la Formación Fatuquedo, y atribuirle por tanto al Cámbrico Medio-Superior.

1.3.- ORDOVICICO

1.3.1.- Pizarras moscovíticas con niveles de areniscas (23)

Situados al norte de los afloramientos pertenecientes a la F. Torreárboles, y en contacto mecánico con ellos, aflora una sucesión detrítica compuesta por pizarras moscovíticas con niveles de areniscas.

La sucesión es muy monótona, y la componen unas pizarras limosas con abundante moscovita. Están bioturbadas y con un laminado composicional milimétrico definido por la acumulación de siliciclásticos.

Intercalados entre las pizarras hay unos niveles arenosos de orden centimétrico de espesor, que se acuñan lateralmente. Petrológicamente presentan una textura blastosamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita (detrítica) y óxidos de hierro.

No se puede precisar el espesor de la formación, al no aflorar el muro de la misma; el espesor mínimo observable es de unos 350 m.

En estos mismos materiales, ROBARDET (1975), reconoce fauna de acritarcos y chitinozoaires de edad Ordovícico.

1.4.- SILURICO

1.4.1.- Ampelitas (25)

Sobre los materiales anteriores reposa una sucesión poco potente (100 m como máximo), de pizarras negras ricas en materia orgánica (ampelitas), con abundantes restos de graptolites de edad Silúrico según JAEGER EN ROBARDET (1976).

Estos materiales representan una sucesión muy condensada en la que está representado todo el Silúrico.

1.5.- DEVONICO

1.5.1.- Pizarras negras laminadas (26)

Se trata de una sucesión formada por pizarras y/o esquistos negros laminados. La mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita, óxidos, etc., procedente de un sedimento lutítico arenoso. Además presenta una incipiente esquistosidad poco penetrativa.

En estos materiales cuyo espesor es inferior a los 100-200 m, ROBARDET (1976), citó fauna de braquiópodos asignables al Devónico inferior (Emsiense).

1.6.- CARBONIFERO

1.6.1.- Pizarras y areniscas (27) con lentejones calizos (28)

En discordancia sobre los materiales anteriores se dispone una sucesión de pizarras oscuras grises, que intercala niveles de calizas con crinoides.

La sucesión está fundamentalmente formada por unas pizarras de color oscuro, en ocasiones laminadas, con abundante moscovita detrítica, y que intercala de forma muy esporádica niveles arenosos-grauváquicos que no alcanzan el medio metro de espesor. También aparecen intercalados unos lentejones de calizas oscuras que son fétidas y que presentan abundantes restos de crinoides; en estos niveles ROBARDET (1975), ha identificado fauna de conodontos atribuible al Carbonífero inferior.

1.6.2.- Conglomerados y pudingas (29)

En discordancia sobre los materiales anteriores, aflora una sucesión de conglomerados y pudingas formados por cantos heterométricos, de naturaleza variada entre los que predominan los areniscosos y cuarcíticos.

Estos materiales, describen una estructura sinclinal, restringida a la colina del Cerrón del Hornillo, con un cierre simple en el oeste y algo más complejo al este.

Estos materiales no están datados, sin embargo ROBARDET et al. (1986), los incluyen en el Carbonífero inferior, al interpretarlos como intercalaciones en la secuencia anteriormente descrita; en base a la interpretación dada en este trabajo se propone situarlos en el Carbonífero superior.

1.7.- MIOCENO

Durante esta época la Cuenca del Guadalquivir se ha comportado como una cuenca de antepaís y ha tenido una evolución diferente durante la Orogenia Alpina.

Los materiales atribuidos a esta edad se corresponden con varios sistemas deposicionales, pertenecientes a una unidad cronoestratigráfica de edad Messiniense, que es equivalente a una secuencia deposicional. La descripción estratigráfica de esta unidad se hará de acuerdo con las facies identificadas, desde el borde de la cuenca hacia el interior de la misma, indicando ordenadamente: distribución de afloramientos, posición estratigráfica, espesor, morfología, litología, medio sedimentario y edad de las mismas.

1.7.1.- Facies de gravas, arenas y limos rojos (30)

Afloran en el borde norte de la hoja, al SO de Homachuelos, y adquieren una distribución cartográfica alineada junto al Arroyo Guadaluora.

Se disponen discordantemente sobre el zócalo de la Meseta.

El espesor es difícil de estimar dada la mala calidad de afloramientos, pero se puede asegurar que es muy variable, porque estos depósitos rellenan relieves preexistentes, según se deduce de los datos de sondeos para captación de agua subterránea. En unos sondeos se cortan varias decenas de metros y en otros prácticamente son inexistentes.

Litológicamente están formados por un conjunto de gravas, arenas y limos rojizos. Las gravas las forman por lo general cantos extremadamente redondeados de cuarcitas, en ocasiones se observan clastos de rocas ígneas, metamórficas y calizas cámbricas, todos ellos procedentes de la Meseta. Los niveles de arenas y limos rojos se

hacen dominantes hacia la Cuenca del Guadalquivir, mientras que en las zonas cercanas a la Meseta, representan la matriz que soporta los cantos.

La edad de estos materiales no se sabe con precisión puesto que no contienen elementos micropaleontológicos de datación fiable, pero por la posición estratigráfica que ocupan, puede decirse que pertenecen a la Unidad de edad Messiniense.

Estos depósitos representan las facies continentales o mixtas del borde norte de la cuenca. Aunque la secuencia no se observa con detalle en los afloramientos de la hoja, materiales equivalentes cartografiados en la vecina hoja de Sta. M^a de Trassierra, se han interpretado como sedimentos pertenecientes a un sistema fluvial dentro de un ambiente deltaico. En éste se distingue una parte claramente continental de gravas, arenas y limos arcillosos de carácter fluvial y desprovista de fauna, y otra de características mixtas (marino-continental).

1.7.2.- Calizas de algas, calcarenitas y conglomerados (31)

Sus afloramientos están situados a lo largo de casi todo el borde de la Meseta. También aparecen a uno y otro lado de la subcuenca de Puebla de los Infantes. En general muestran buenos afloramientos cuando la incisión de la red fluvial actual es acusada, como sucede en los arroyos Guadalbarcar y Retortillo, y en el Río Bembézar en las inmediaciones de Hornachuelos.

Se disponen discordantemente sobre el zócalo Paleozoico o Precámbrico; en ocasiones suelen tener un conglomerado de base de varios decímetros de espesor. También se observa en las inmediaciones del Arroyo Guadalora, un paso transicional con las facies de gravas y arenas antes descritas.

La morfología de estos materiales a escala de afloramientos es tabular, con ligera tendencia cuneiforme a mayor escala. Las estructuras de ordenamiento interno son difíciles de apreciar pero suelen haber estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala, algunas de ellas deformadas por una tectónica sinsedimentaria asociada.

El espesor es variable, pasa de ser del orden del metro, según datos de un sondeo realizado con fines mineros (ONO de Peñaflores), a ser superior a 25–30 m en las inmediaciones de la ermita de Nuestra Señora de Setefilla, en la parte occidental de la Hoja.

Litológicamente estos materiales están constituidos básicamente por calcarenitas y calizas de algas. Desde el punto de vista de la petrología sedimentaria se advierten tres tipos de biofacies distintas, representados en posiciones diferentes dentro de la secuencia sedimentaria. Se distingue una biofacies a muro de la secuencia formada por un "*grainstone*" bioclástico, compuesto por más del 85–90% de anfisteginas y otros foraminíferos bentónicos, más del 10% de cuarzo, menos del 1% de fragmentos de rocas y algunos granos de glauconita dispersos en la roca. Sobre la biofacies descrita anteriormente se dispone una calcarenita bioclástica, 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, constituidas por un "*packstone*" de matriz microesparítica con más del 80% de algas rojas y cantidades de terrígenos inferiores al 10%.

La edad de estos depósitos se ha determinado por la posición estratigráfica que ocupan, puesto que los elementos faunísticos que los componen, no permiten precisiones cronológicas. Así pues, dentro de la hoja se ha podido datar el

Messiniense en las margas que se sitúan inmediatamente encima de las calcarenitas (inmediaciones de Setefilla).

Las biofacies de briozoos, equínidos, lamelibranquios, foraminíferos, etc., presentes en estos sedimentos son características de una plataforma carbonatada abierta, en la cual hay una importante entrada de elementos siliciclásticos procedentes de la denudación de la Meseta). Finalmente la secuencia culmina con el depósito de calizas de algas, que sugiere un medio de aguas limpias y tranquilas.

1.7.3.- Limos margosos (32)

Unicamente afloran en el sector de Puebla de los Infantes.

Estos materiales se disponen encima de las calcarenitas sin que se advierta ningún tipo de cambio brusco en la sedimentación.

El espesor estimado no debe sobrepasar los 20-30 m, a juzgar por la diferencia de cotas calculadas a partir de los sedimentos calcareníticos de muro.

La litología observada es bastante homogénea, formada en su conjunto por limos margosos y margas algo arenosas. No se advierte ninguna estructura de ordenamiento interno, dadas las malas condiciones de exposición de sus afloramientos.

La edad de estos sedimentos ha podido ser establecida mediante nannoplancton calcáreo (ROLDAN, 1995), indicando la zona Discoaster Quinqueramus que representa el Messiniense.

La presencia de abundantes nannoconus de tipo discolithinas en estas facies, indica un ambiente somero que es congruente con las facies carbonatadas

subyacentes. Así pues, se sugiere para estos sedimentos un medio de depósito de plataforma marina somera en franca regresión.

1.7.4.- Margas y conglomerados (35)

Estos materiales aparecen al sur de Hornachuelos, en las inmediaciones de la aldea de Bembézar.

No se observa en superficie ninguna relación estratigráfica con otros sedimentos de esta edad, puesto que el área donde se ubican representa una de las zonas de mayor intensidad agrícola. Sin embargo, las columnas de sondeos para captación de aguas subterráneas consultadas, demuestran que estos sedimentos pueden superponerse a todas las facies descritas anteriormente, incluido el zócalo de la Meseta.

El espesor deducido por innumerables datos obtenidos en base a columnas de sondeos, oscila entre pocos metros a tener más de 120 m en las inmediaciones de Moratalla.

La litología consiste en una alternancia de margas con pasadas de gravas, arenas y limos en estratos de orden decimétrico a métrico, según se deduce de los escasos datos aportados por taludes de caminos y las columnas de sondeos de captación de agua subterránea. Estos sedimentos proporcionan acuíferos de consideración, superándose en algunos casos caudales de 100 l/s.

La disposición suprayacente de estos depósitos, respecto a las gravas, arenas y limos rojizos, hace pensar que estas facies pudieran corresponder a las partes distales del sistema deltaico antes aludido.

1.8.- MESSINIENSE-PLIOCENO INFERIOR

Los sedimentos considerados de esta edad pertenecen a una secuencia deposicional distinta a la anteriormente considerada de edad Messiniense.

Esta unidad sería equivalente con la calcarenita de Carmona y estaría en relación con una fuerte caída eustática en toda la Cuenca del Guadalquivir (ROLDAN 1995). Este descenso eustático produjo un importante surco erosivo, especialmente significativo entre Carmona y Palma del Río, que fue posteriormente rellenado por sedimentos pertenecientes a esta época.

Las facies identificadas corresponden a sistemas deposicionales asociados a esta secuencia deposicional, interpretada a su vez como una unidad cronoestratigráfica. Dichas facies serán tratadas seguidamente.

1.8.1.- Margas gris-azuladas (34)

Sus afloramientos aparecen bajo coberteras pliocuaternarias o cuaternarias, a ambos lados del río Guadalquivir.

Se disponen en aparente concordancia sobre materiales del Messiniense, ocupando por lo general la parte alta de la secuencia. No se aprecian buenos afloramientos de estos materiales debido a la suavidad del relieve y al intenso desarrollo de cultivos agrícolas que hay sobre ellos. Sin embargo, los datos de subsuelo que se han consultado a partir de perfiles sísmicos, ponen de manifiesto una morfología de estratos de tipo cuneiforme a gran escala, con cuerpos progradantes dirigidos hacia el SE y OSO de la Cuenca del Guadalquivir.

El espesor es variable, pasa a ser de una decena de metros en las proximidades de la Meseta, a ser superior a 200 m al este de Palma del Río, según la información suministrada de los sondeos realizados para captación de aguas subterráneas. Más al sur la potencia puede rebasar los 500 m.

Desde el punto de vista litológico se trata de margas arcillosas de tonos gris-azulados en corte fresco, que adquieren por alteración una coloración marrón-amarillenta en superficie. Desde el punto de vista químico (difracción de rayos X), se componen de carbonatos en una proporción variable en torno al 40-50%, del 15-25% de cuarzo y el resto son filosilicatos. Los minerales de la arcilla más abundantes son ilita y esmectita, con proporciones menores y variables de clorita, caolinita y fibrosos de tipo paligorskita.

La edad que se ha determinado comprende el intervalo de tiempo Messiniense-Plioceno inferior. Esta edad ha sido establecida indistintamente por foraminíferos y por nannoplancton. En el primer caso, el intervalo mencionado se ha puesto de manifiesto por la aparición de *T. Acostaensis* y *G. Mediterránea* (Messiniense) y *G. Margaritae* que determina el tránsito Mioceno Superior - Plioceno inferior. En el segundo caso, cabe destacar la zona de *Discoaster Quinquetramus* que marca el intervalo Messiniense; la aparición de *Discoaster Tiradiatus* y la ausencia del anterior determina el Plioceno inferior en la parte más alta de la secuencia.

Estos sedimentos se adscriben a una cuenca marina abierta sin más precisiones.

1.8.2.- Gravas, arenas y limos amarillentos (33)

Aparecen normalmente ubicados en las inmediaciones de la Meseta, al norte del Río Guadalquivir y en varios afloramientos aislados al este de Palma del Río.

Debido a las malas condiciones de los afloramientos no se advierte una relación clara con las margas infrayacentes, sin embargo la aparición de algunos niveles de margas arenosas han aportado fauna marina, cuya edad es congruente con sedimentos infrayacentes.

El espesor es difícil de calcular por las razones aludidas anteriormente, pero puede variar de varios metros a medio centenar. Son cuerpos de morfología cuneiforme según se deduce de los escasos cortes expuestos, donde se advierten en ocasiones migraciones laterales de canal.

Litológicamente consisten en una alternancia de gravas y arenas, con pasadas de limos y ocasionales nivelillos de margas asociadas. Los cantos son predominantemente cuarcíticos, extremadamente redondeados y están soportados por una matriz arenosa. Las tonalidades que muestran en superficie son rojizas, no obstante algunos taludes expuestos recientemente, muestran coloraciones amarillentas.

Estas facies, de acuerdo con las estructuras de ordenamiento interno observadas y la naturaleza de los cantos (cuarcíticos, procedentes de la Meseta), deben constituir las partes proximales y medias de abanicos deltaicos, que irrumpen en la cuenca marina. Su distribución y posición en la secuencia (intercalados entre margas según se deduce del afloramiento situado al E de Palma del Río), viene condicionada por sucesivos cambios relativos del nivel del mar.

1.8.3.- Limos y areniscas (36)

Se presentan en dos afloramientos aislados a uno y otro lado del río Genil, al SE de Palma del Río.

Se puede decir que alternan con las margas gris-azuladas, en niveles más o menos irregulares y discontinuos. La morfología de los estratos es cuneiforme a escala de afloramiento.

El espesor de estos sedimentos es muy reducido, no sobrepasando, al menos en la hoja, la veintena de metros.

Litológicamente se componen de limos, arenas finas y areniscas de tonos amarillentos. Texturalmente presentan abundantes clastos de cuarzo y fragmentos de lamelibránquios. Las estructuras de ordenamiento interno detectadas son: granoselección, estratificación cruzada y laminación paralela. Se han medido paleocorrientes, indicando una dirección de aporte N 40-60°E y sentido hacia el SO.

Estos depósitos a juzgar por sus rasgos sedimentológicos y la morfología detectada en los registros sísmicos, deben corresponder a las partes medias-distales de abanicos submarinos. Estos abanicos tienen una tendencia progradante preferente en sentido longitudinal a la Cuenca del Guadalquivir (NE-SO).

1.9.- PLIOCUATERNARIO

1.9.1.- Gravas y arenas con limos rojos (37)

Sus afloramientos configuran una superficie estructural que se sitúa al sur y al este de Palma del Río.

Se disponen en aparente discordancia sobre las margas gris-azuladas, y sobre los limos y areniscas amarillas. La morfología de los cuerpos sedimentarios es cuneiforme, según se deduce de los cortes expuestos por algunas canteras que los

explotan para áridos (E de Palma del Río). A escala regional, en cambio tienen una morfología tabular.

El espesor es variable, desde varios metros hasta más de 40 m que se han atravesado en algunos sondeos de captación de agua subterránea.

La litología predominante es de gravas y arenas, los cantos son de procedencia exclusiva de la Meseta (cuarcitas, neises, anfibolitas, etc.). En ocasiones se observan lentes de arenas fina y limos que llevan inmersos cantos aislados de cuarcitas. Estos cuerpos tienen una clara progradación hacia el SE y las superficies que los separan son claramente canalizadas, indicando los canales esta misma dirección.

La edad de estos materiales es difícil establecerla, puesto que no presentan fauna marina. VIGUIER (1974) asignó una edad Villafranquiense para materiales equivalentes en la vecina hoja de Carmona. Otros autores han interpretado estos depósitos como terrazas antiguas del río Guadalquivir.

De acuerdo con los datos básicos de campo como son: estructuras progradantes hacia el SE y litología de los cantos que proceden de diferentes unidades del borde de la Meseta, se propone para estos materiales una génesis ligada a abanicos aluviales conectados con la Meseta. Dichos abanicos debieron representar la última etapa erosiva de la Cuenca del Guadalquivir en su franca regresión hacia el Golfo de Cádiz. Al mismo tiempo se puede comprobar que el relieve morfoestructural que deja estos materiales, es a su vez erosionado por la red fluvial subactual ligada y controlada por los ríos Guadalquivir y Genil principalmente.

1.10.- CUATERNARIO

Está representado por un conjunto de formaciones superficiales que están ligadas a la dinámica fluvial y a la dinámica de vertientes. Su clasificación se ha establecido de acuerdo con sus características litológicas y geomorfológicas.

1.10.1.- Gravas, arenas y limos. Terrazas alta e intermedia (38 y 39)

Se circunscriben a los márgenes de los ríos Guadalquivir y Genil.

El nivel de aterramiento superior se dispone en torno a los 60 m en la parte oriental de la Hoja y sobre los 50 m en la parte occidental. El nivel inferior varía de 60-65 m hacia el este, a menos de 40 m en las inmediaciones de Lora del Río, ya fuera de la hoja.

El espesor, según los sectores, oscila en torno a los 5 m.

Ambos niveles de aterramiento presentan una litología equivalente, si bien la única diferencia entre ambos, estriba en la diferencia de cota que muestran. Son depósitos generados por los ríos Guadalquivir y Genil en su discurrir sobre substrato Mioceno y Plioceno. Los sedimentos están constituidos por clastos redondeados de diversa procedencia, desde paleozoicos a ser de naturaleza "bética". Las granulometrías más gruesas corresponden a facies canalizadas y las más finas a etapas de desbordamiento. En la parte oriental de la hoja se advierte que estos niveles de aterramiento no son completamente horizontales, sino que muestran una morfología de lomas suaves, longitudinales y dispuestas en relevos. Esta morfología es típica de depósitos de "*point-bar*" o abandono de canal; dicha migración es paulatina conforme al cauce del río cambia su curso y progresivamente se va encajando. Por esta razón en

ocasiones es difícil hablar de terrazas en sentido estricto, puesto que para el caso aludido esta superficie estructural no es completamente plana.

1.10.2.- Gravas, arenas y limos. Rellenos aluviales y/o coluviales (44, 45)

Representan todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual o subactual de la red fluvial.

Están bien desarrollados en los ríos Guadalquivir, Genil y Bembézar, con litologías de gravas, arenas y limos. El resto de la red fluvial presenta un aluvial fundamentalmente arcilloso con cantos sueltos.

1.10.3.- Arcillas negras, rojizas y limos arenosos rojizos. Suelos (40, 41, 42)

Se sitúan sobre diferentes materiales en las zonas donde la topografía es completamente llana y el drenaje es difícil.

Los suelos arcillosos negros se ubican preferentemente sobre un sustrato de margas. Los suelos limo-arenosos rojizos se forman a partir de la facies de margas y conglomerados. Mientras que los suelos arcillosos rojizos van asociados a los lechos de inundación, del nivel de aterramiento superior del río Guadalquivir.

1.10.4.- Arcillas con cantos. Derrubios de ladera (43)

En esta hoja los glaciares se localizan preferentemente en las inmediaciones de los cursos fluviales, especialmente en los más importantes (Guadalquivir, Genil y Bembézar). También existe uno bien desarrollado en el Cerro de Mojón Gordo, al norte de Palma del Río.

La litología de los mismos está condicionada por la naturaleza del substrato, pero generalmente está formada por cantos embalados en una matriz arcilloso-arenosa. La génesis de los mismos está controlada en gran medida por procesos de solifluxión.

En líneas generales tienden a regular las vertientes tanto de los cursos fluviales como la de los relieves relativamente acusados, originando una morfología cóncava.

2.- TECTONICA

2.- TECTONICA

La zona en cuestión ha sufrido los efectos de una o varias etapas orogénicas, una de edad Precámbrico, que afecta exclusivamente a los materiales de dicha edad, otra Hercínica que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos, y la última en relación con la Orogenia Alpina, que afecta fundamentalmente a los materiales neógenos.

2.1.- OROGENIA PRECAMBRICA

A escala regional la orogenia finiprecámbrica, queda definida por una serie de procesos ígneo-metamórficos y deformacionales. Estos procesos están patentes en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio, y en el borde Sur de la ZCI (Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina).

Desde el punto de vista deformacional, la orogenia finiprecámbrica, queda contrastada en la zona que nos ocupa por dos hechos: a) la existencia de un conglomerado con cantos estructurados de materiales precámbricos, en la base de la formación Torreárboles; b) la existencia de estructuras en los materiales precámbricos, incongruente con la disposición cartográfica de los materiales paleozoicos suprayacentes; nos referimos en concreto a la estructura anticlinal cartografiada en la sucesión de pizarras y grauvacas precámbricas al oeste de Puebla de los Infantes, que cabe interpretarse como un anticlinal Precámbrico, o como un anticlinal Hercínico que afecta a formaciones, que presentaban originalmente una discordancia angular acusada.

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.

La casi totalidad de las superficies penetrativas más patentes reconocidas en los materiales precámbricos, suponemos que son de edad Hercínica, ya que es congruente con la observada en los materiales paleozoicos suprayacentes, y afecta tanto a uno como a otros materiales. Sólo en el caso de las sucesiones neísicas del borde norte de la hoja, cabe la posibilidad de plantearse que la esquistosidad y el metamorfismo asociado sea de edad Precámbrico, debido al contraste en el grado de evolución tectonometamórfica con los materiales adyacentes; no obstante este tema es indemostrable en base a los datos petrográficos y cartográficos ya que el contacto actual es de tipo mecánico.

En definitiva, existen argumentos de tipo petrológico, estructural, sedimentológico, químicos, etc., 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.

2.2.- OROGENIA HERCINICA

La estructuración que se observa actualmente en los materiales paleozoicos y precámbricos es fundamentalmente hercínica. Se caracteriza por una serie de procesos tectonometamórficos, que se analizan a continuación de acuerdo con varias fases de deformación.

Fase I

La primera fase de deformación, crea pliegues de dirección N 120–140°E, de geometría variable (predominan los tipos Ic de Ramsay), de ejes próximos generalmente a la horizontal, y a los que se asocia la esquistosidad más patente visible en el campo.

La disposición de la primera esquistosidad es por lo general subvertical, o vergente al Sur; no obstante, en el borde norte de la hoja, esta esquistosidad adopta en numerosas ocasiones disposiciones contrarias, debido al efecto de otras fases posteriores.

Al microscopio, se manifiesta por la disposición lepidoblástica o granolepidoblástica de los componentes minerales, fundamentalmente de los filosilicatos.

Fase II

La segunda fase de deformación, crea pliegues cilíndricos de amplio radio y plano axial subvertical. La dirección de estos pliegues es subparalela a los de la Fase I.

Al microscopio, esta fase se manifiesta por el microplegado de la estratificación y estructuras penetrativas (S_1). En ocasiones se desarrolla una segunda superficie penetrativa (esquistosidad de fractura), que crenula a la anterior, y que se desarrolla con posterioridad a la blastesis de los minerales metamórficos.

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 fases 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 incluso 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.

Cabalgamientos

Dentro de la zona estudiada, existen evidencias de una fase de cabalgamientos cuya importancia se desconoce, y que se materializa por el cabalgamiento de las calizas cámbricas, sobre materiales paleozoicos más modernos en el Sinclinal del Cerrón del Hornillo.

En este trabajo, no se ha podido establecer la relación de esta fase de cabalgamientos, con las distintas fases de plegamiento, salvo el dato cierto de que corta a la esquistosidad de Fase I. A escala regional esta fase de cabalgamiento es anterior a

la Fase II y es la responsable en gran medida, del acercamiento y apilamiento de las unidades definidas.

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 pueden distinguir una serie de fracturas pertenecientes a esta familia como aquéllas que sirven de límite entre muchos de los afloramientos del área.

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

La zona en cuestión está surcada por fracturas cuya dirección en próxima a N 80°E. Estas fracturas hay que interpretarlas según la cartografía como desgarres sinestrosos. 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 senextra. 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 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.

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 sinestroso.

2.3.- OROGENIA ALPINA

Tradicionalmente se había considerado a los materiales que rellenan la Cuenca del Guadalquivir como sedimentos postorogénicos.

Los estudios realizados en la última década ponen de manifiesto que dicha Cuenca se ha comportado como una cuenca de antepaís durante el Neógeno y ha tenido una evolución diferente durante la Orogenia Alpina.

Esta Orogenia producida por una colisión oblicua entre los continentes de Africa y Europa, ha ocasionado que durante el Neógeno exista una relación íntima entre tectónica y sedimentación. Los materiales de edad Neógeno que afloran en la hoja se corresponden con unidades depositadas en el borde pasivo.

De una manera convencional, no rigurosa, dentro de este capítulo de Tectónica, se puede distinguir lo que es propiamente Tectónica Alpina, que es la responsable del inicio de la sedimentación neógena.

En la Hoja de Palma del Río, la relación existente entre tectónica/sedimentación sucede desde el Mioceno superior (Messiniense) hasta el Plioceno inferior. También se puede diferenciar lo que es tectónica reciente o neotectónica, que está relacionada con la Orogenia Alpina, sólo que en etapas más tardías producto de las deformaciones anteriores inscritas en el cuadro geodinámico actual.

La tectónica reciente se ha puesto de manifiesto, utilizando varios métodos, que son útiles al conjugarlos entre sí y de difícil aplicación individualmente. Así pues, se han conjugado rasgos geomorfológicos de especial relevancia, como son las fracturas con incidencia morfológica clara, rasgos de microtectónica observables en

cantos de conglomerados, como son huellas de presión-disolución, también se ha llevado a cabo la interpretación de las imágenes satélite.

En base a los aspectos reseñados, se puede poner de manifiesto una tectónica de fractura condicionada en gran medida por la Orogenia Alpina.

En este sentido caben destacar tres grupos de familias de fracturas:

Fracturas de dirección N 70–90°E

Son coincidentes con las directrices béticas. Suelen producir saltos en dirección de orden métrico y en la vertical de hasta varias decenas de metros. Estas fracturas son congruentes con los reajustes isostáticos que produce la cadena montañosa activa (en este caso la Cordillera Bética).

Fracturas de dirección N 20–40°E y N 20–40°O

Son conjugadas de las anteriores, con fenómenos compresionales de acuerdo con el elipsoide de deformación. Los efectos se traducen y son observables en los cantos cuarcíticos con huellas abundantes de presión/disolución y la evidencia de algunos cantos estriados.

Las imágenes de satélite corroboran estas alineaciones, si bien es difícil en campo observarlas y por lo tanto representarlas cartográficamente.

3.- PETROLOGIA

3.- PETROLOGIA

Este apartado contempla el estudio de las rocas ígneas intrusivas; el estudio de las rocas ígneas efusivas, ha sido abordado en el capítulo de estratigrafía, y las condiciones sobre la evolución metamórfica de los materiales, será abordada en un informe específico en la documentación complementaria.

A continuación se describirán por separado todas y cada una de las rocas ígneas aflorantes.

3.1.- ORTONEIS (1)

Asociado a los términos más bajos de la Serie Negra, afloran unos cuerpos ortoneísicos que son descritos a continuación.

Los ortoneises tienen textura esquistosa neísica a blastoporfídica. Como minerales principales existen: cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, acompañados en ocasiones de biotita, clorita, epidota y a veces de esfena. Entre los accesorios destacan opacos, apatito, circón y esfena; y entre los secundarios calcita, óxidos, sericita, clorita, moscovita y epidota. Generalmente estas rocas son clasificadas al microscopio como ortoneises granítico-tonalíticos, a veces tiotíticos o anfibólicos. Las rocas de procedencia parecen ser granitos, pórfidos dacíticos, o incluso rocas volcánicas de esta composición.

En el afloramiento situado al NE de La Puebla de los Infantes, en ambos márgenes del río Retortillo, existen afloramientos irregulares de rocas granudas (granito plagioclásico con alteración hidrotermal), que no presenta deformación apreciable. Estas rocas se han interpretado como partes de la roca original del ortoneis, que se ha preservado de la deformación, aunque también pudiera tratarse de intrusiones posteriores equivalentes a las rocas ígneas que más adelante se tratarán.

La relación espacial que existe entre los neises y ortoneises, así como el carácter volcánico y/o subvolcánico de estas rocas, sugiere que este conjunto representa un antiguo complejo efusivo-subvolcánico relacionado bien con la Orogenia Cadomiense o con un proceso extensivo más antiguo.

La posibilidad de que se tratara de un antiguo complejo anatético, ha sido descartada, ya que no se han reconocido paragénesis metamórficas de alto grado, ni en los neises ni en las anfibolitas.

3.2.- GABROS Y DIORITAS (2)

Asociado a los niveles de calizas, pizarras y metabasistas (8) del Cámbrico Inferior en la Unidad del Flanco sur, afloran unos cuerpos gábricos–dioríticos que se extienden en una alineación E–O por la mitad occidental de la hoja.

Se trata de rocas granudas de coloración oscura y disyunción en bolas, que se asocia a niveles de anfibolitas y otras rocas volcánicas básicas, y a niveles de carbonatos transformados en rocas de silicatos cálcicos. En las proximidades de estos cuerpos es fácil observar mármoles jaspeados con niveles oscuros debido a la presencia de anfíboles.

Los cuerpos intrusivos se han clasificado como metagabros, y están formados por: plagioclasa, anfíboles, piroxeno y opacos como minerales principales; la actinolita, zoisita y pistacita son minerales secundarios. La roca presenta una alteración generalizada con transformación de piroxeno a anfíbol y de plagioclasa a epidota, que suponemos relacionada con un proceso metamórfico de medio–bajo grado.

Estos cuerpos, por su intensa relación espacial y composicional con materiales cámbricos, se interpretan como un magmatismo anorogénico, ligado al proceso extensivo del paleozoico inferior (Cámbrico–Ordovícico inferior) que caracteriza la ZOM, y más patentemente la Unidad del Flanco Sur.

3.3.- GRANODIORITA (3)

Se trata de un cuerpo granítico, que se extiende desde las proximidades del borde NO de la Hoja de Palma del Río, hasta el Cortijo de Castrejón.

El afloramiento es estrecho (0 a 0,7 km) y alargado (6 km) y se dispone, según las directrices regionales. El límite meridional del granito, es una falla de dirección regional, que lo pone en contacto con materiales detríticos y/o volcánicos del precámbrico superior. El borde septentrional es bastante sinuoso en detalle, y en el campo se observa como el granito es intrusivo en una sucesión de neises y anfibolitas.

La roca en el afloramiento es bastante homogénea, aunque en ocasiones presenta una cierta fábrica planar subparalela a la superficie penetrativa del encajante; en las proximidades de la falla que limita por el sur dicho granito, la roca está muy rota y fracturada.

Al microscopio estas rocas presentan textura granular hipidiomorfa, en ocasiones también porfiroide o cataclástica. Como minerales principales presentan: cuarzo, plagioclasa, biotita y en algunas muestras hornblenda y feldespato potásico; entre los accesorios destacan circón y apatito, y como secundarios clorita, epidota, sericita y en ocasiones esfena, calcita y óxidos de Fe.

En algunos casos presentan fenocristales de plagioclasa zonada. El cuarzo tiene extinción ondulante e indicios de recristalización o blastesis. También se observa deformación de micas y plagioclasa, lo que indicaría que estas rocas han sufrido una etapa de deformación, que por lo general no llega a ser penetrativa, y en todo caso en condiciones de bajo grado.

Las muestras son clasificadas como granodioritas (a veces porfiroides), tonalitas o granitos cataclásticos; estas últimas más frecuentes en los bordes de los cuerpos intrusivos.

No se conoce la edad de estos granitos; el único dato cierto es que deban ser postrifeenses (edad del encajante), sin que se pueda precisar por el momento si es

un granito Precámbrico o Hercínico. En contextos similares se reconocen granitos y granodioritas precámbricas de origen anatético, autóctonos (Granodiorita de Monesterio) o parautóctonos (Granito de Pallarés), petrográficamente, muy parecidas a la granodiorita en cuestión; es posible que este cuerpo sea también de edad Precámbrico, aspecto que no puede ser dilucidado por el momento sólo con datos de campo.

3.4.- PORFIDOS ACIDOS (4)

Se incluye en este apartado a un conjunto de rocas porfídicas ácidas que se disponen en bandas estrechas y alargadas que se siguen desde el borde occidental de la Hoja de Palma del Río, hasta el río Retortillo; también se incluyen aquí un para de pequeños afloramientos al SO y SE de la Puebla de los Infantes.

Los afloramientos tienen formas caóticas, y la roca presenta una fracturación muy acusada, que enmascarará su textura original; en algunos puntos se observa, como esta roca embala a masas de los materiales adyacentes (calizas, pizarras y grauvacas, etc.) a los que localmente metamorfiza.

Al microscopio presenta texturas cataclástica, granular, hipidiomórfica, y a veces porfídica. Como minerales principales tienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y a veces menas metálicas. Como accesorios: esfena, apatito y menas; y como secundarios: sericita, calcita, clorita y óxidos.

Todas las muestras presentan una fracturación frágil o cataclasis, que produce la rotura y alabeamiento de los minerales, así como extinciones ondulantes. Dentro de las fracturillas se origina la formación de productos micáceos y óxidos, así como el relleno de carbonatos.

Estas rocas son clasificadas como granitos cataclásticos o micro-leucogranodioritas, existiendo también variedades megaporfídicas, con grandes fenocristales (1–2 cm) de plagioclasa y feldespato potásico. Una de las muestras, no presenta cuarzo como mineral principal, sino como accesorio y ligado a una etapa de mineralización que se produce durante la deformación cataclástica que afecta a estas rocas. La mineralización va asociada con esfena, lo que sugiere que se trata de una mena de titanio. Esta muestra es clasificada como sienita o monzonita.

El emplazamiento de este cuerpo plantea algunos problemas; por una parte está el hecho de su acusada milonización, por otra que metamorfiza de forma muy irregular a las rocas que embala. Quizás el emplazamiento, se ha producido como mínimo en dos etapas, una primera caliente de la que desconocemos su mecanismo, y otra posterior más fría, controlada posiblemente por los esfuerzos tectogénicos hercínicos, que trastocaría su disposición original.

Respecto a su edad, suponemos que es hercínica en base a los materiales que metamorfiza, y a la posición que ocupa.

3.5.- DIQUES DE DIABASAS (6)

Aparecen en todo el área estudiada, como pequeños afloramientos que cicatrizan fracturas hercínicas de dirección variable.

En el campo se presentan en forma de afloramientos discontinuos, arrosariados y muy característicos por el color rojizo de alteración de la roca, y por la disyunción en bolas de la misma.

Al microscopio, se observa una roca masiva, compacta, de color oscuro, con textura intergranular (dolerítica) microgranuda. Está compuesta por plagioclasa

clinopiroxeno, y en menor proporción biotita, apatito, esfena, opacos, etc.; como minerales secundarios se forma anfíbol verde fibroso (actinolita), clorita y biotita por transformación del piroxeno.

3.6.- DIQUES DE CUARZO (7)

Se han reconocido diversos filones de cuarzo de aspecto por lo general lechoso, alojados en fracturas hercínicas de diversas direcciones, a los que acompañan mineralizaciones diversas.

No se han muestreado estos materiales relacionados con una actividad hidrotermal, ligada a la etapa de fracturación tardihercínica.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

4.- HISTORIA GEOLOGICA

Como se ha indicado en el capítulo de estratigrafía, una parte de la hoja de Palma del Río presenta una yuxtaposición de materiales pertenecientes al Precámbrico y al Paleozoico. Las secuencias estratigráficas descritas no son expuestas en su totalidad por los efectos tectónicos aludidos.

En la ZOM, no se han estudiado ni definido todavía, el conjunto de las formaciones 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 de ellas.

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.

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

4.1.- CICLO PRECAMBRICO

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

El grupo preorogénico lo integrarían los neises de Azuaga (no aflorantes dentro de la Hoja) y la parte más baja de la Serie Negra (S. Montemolín).

Los neises de Azuaga se interpretan como una sucesión volcanoderivada bimodal, con acopio de materiales volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios, el carácter de las rocas volcanoderivadas de esta formación es del tipo toleitas continentales y se relacionan con un proceso rifting de edad Precámbrico (GARCIA CASQUERO en prensa).

El depósito de los materiales de la Serie Negra es discutido, si bien la homogeneidad y amplia distribución de esta formación, parece indicar una cuenca marina amplia con el depósito uniforme de sedimentos. Las metavolcanitas (anfíbolitas y neises) intercaladas en esta formación, presentan un quimismo 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 volcano-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 y en menor proporción carbonatados. 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. 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, APALATEGUI, O. et al. 1986.

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; la primera referencia de su existencia en la ZOM se debe a MACPHERSON (1879), posteriormente DELGADO QUESADA, M. (1971) retoma el tema, aporta nuevos argumentos sobre éllo, y abre toda una línea de trabajo sobre estas nuevas ideas, que son seguidas por la mayoría de los autores.

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 de 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, y se pone en evidencia con claridad, allí donde la intensidad de los procesos hercínicos ha sido menor.

Existen evidencias claras de un Metamorfismo Precámbrico en todo el anticlinorio Olivenza Monesterio, donde los tramos basales del Cámbrico se superponen casi transversalmente a las isogradas del metamorfismo en las series precámbricas infrayacentes. Esta gran estructura proporciona algunas otras evidencias, como es el hecho que la blastesis helicítica asociada a la intrusión de la granodiorita 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).

Dispositivos similares, pero en otras estructuras anticlinales, se observan en los anticlinales de Alange-Oliva de Mérida y 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 en 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.

Antes de entrar en una descripción de los materiales paleozoicos de la ZOM, conviene aclarar, que incluimos entre ellos los pertenecientes al Grupo de Sierra Albarrana. Todos ellos se describirán independientemente, habida cuenta la problemática específica que encierran.

4.2.1.- Paleozoico Inferior y Medio

En la ZOM, el inicio de la transgresión paleozoica, viene marcado por el depósito de las arenas y conglomerados de la Formación Torreárboles, la 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).

Como consecuencia de un cambio brusco en la sedimentación, posiblemente relacionada con otra etapa transgresiva, se produce el depósito de las formaciones detríticas del Cámbrico Inferior (Bibliense), las cuales presentan en su base un tramo arenoso más o menos desarrollado y posiblemente erosivo.

A techo de estas formaciones detríticas aparecen las primeras manifestaciones volcánicas importantes, bien desarrolladas durante el Cámbrico Medio.

El volcanismo, muy abundante en el borde meridional de la ZOM, consiste en una serie bimodal de alcalina-hiperalcalina a toleítica, en la que predominan

los términos básicos (espilitas de la Umbría–Pipeta, de BARD, J.P. 1969). Además de las rocas efusivas, aparecen cuerpos intrusivos subvolcánicos, en relación espacial con ellas.

Sobre la formación volcánica del Cámbrico Medio, se depositan materiales detríticos de diversa índole, que presentan hacia la base algunas intercalaciones esporádicas de rocas volcánicas básica.

Los primeros materiales son fundamentalmente arenosos (Formación Fatuquedo); sobre ellos reposa una potente sucesión metapelítica (pizarras de Barrancos), que en la zona de Santa Olalla del Cala presenta potentes intercalaciones de rocas volcánicas básicas, similares a las últimas referidas (metabasitas de la Ribera de Huelva de BARD, J.P. 1969).

En tránsito gradual y sobre los materiales anteriores se dispone una sucesión arenoso–grauváquica de pocos metros de espesor (Grauvacas de Sierra Colorada).

En discordancia sobre los materiales anteriores, aflora una formación poco potente (0–100 m) de pizarras ampelíticas, con intercalaciones de cuarcitas grafitosas (lidias), que contienen fauna del Silúrico. Sobre ella, se dispone una formación de pizarras oscuras, con intercalaciones arenosas milimétricas ("Xistos Raies" de los geólogos portugueses). Hacia la base presentan niveles carbonatados impuros, con abundantes restos de braquiópodos, crinoides, etc. de edad Devónico Inferior (capas de Russiana).

4.2.2.- Materiales del Grupo de Sierra Albarrana

Estos materiales, afloran en el borde septentrional de la ZOM, en los dominios de Sierra Albarrana y Valencia de las Torres-Cerro Muriano; se trata de materiales fundamentalmente metadetríticos, con intercalaciones muy esporádicas de mármoles y rocas volcánicas (ácidas y básicas).

Estos materiales, han sido interpretados de diversa forma. DELGADO QUESADA, M. (1971) supone que se trata de un núcleo Precámbrico, que cabalga sobre las series cámbricas que afloran inmediatamente al Sur. APALATEGUI, O. (1983) los atribuye al Paleozoico Inferior (Cámbrico-Ordovícico Inferior) y los sitúa en relación con una estructura sinclinal vergente al Sur en continuidad con las series cámbricas antes aludidas. Por último, QUESADA et al. (1987), los considera de edad Precámbrico, y los supone como restos de un terreno de dicha edad, amalgamado con el resto de las series precámbricas preorogénicas de la ZOM con anterioridad a la Orogenia Cadomiense.

En este grupo, se incluyen tres formaciones, la Formación de Azuaga, una formación de micaesquistos con intercalaciones de neises y anfibolitas (Micaesquistos de la Albariza, Formación de Atalaya, Micaesquistos de El Hoyo, etc.) y una formación cuarcítica (cuarcitas de Sierra Albarrana, cuarcitas de El Hoyo, etc.).

No existe acuerdo respecto a la posición relativa de estas formaciones; las secuencias que se proponen son inversas según los autores, pues mientras que unos sitúan las cuarcitas a muro de la secuencia (DELGADO QUESADA, 1971, GARROTE, A. et al. 1979, QUESADA et al. 1987), otros la sitúan a techo de la misma (CAPDEVILLA, R. et al. 1971, PARGA, J.R. et al. 1971, APALATEGUI, O. et al. 1983).

En el contexto de esta discusión, la formación de Azuaga ha sido interpretada, bien como un flysch sinorogénico finiprecámbrico, QUESADA, C. et al. (1988), bien como un depósito de plataforma ligado al proceso extensivo del Paleozoico Inferior, APALATEGUI, O. et al. 1983. Esta última hipótesis se basa en el carácter alcalino (basaltos alcalinos) de las volcanitas intercaladas en esta Formación.

4.2.3.- Materiales Carboníferos y Pérmicos

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 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 Zona Subportuguesa.

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 partes más profundas se reconocen capas turbidíticas (GABALDON, et al. 1985). Las facies proximales se adscriben al borde septentrional de la cuenca y en 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 ZSP y las Cuencas de Benajárfes, Matachel y Guadalbarbo.

En el Dominio de Sierra Albarrana, la sedimentación de los materiales de esta edad se produce en cuencas continentales intramontañosas. Algunas de estas cuencas como la de Valdeinfierno, están genéticamente ligadas a fallas de desgarre (ROLDAN et al. 1988). En esta cuenca se reconoce flora muy rica del Tournaisiense Superior (WAGNER, 1978).

Los materiales de edad Carbonífero Superior y/o Autunienses, son depósitos continentales de cuencas intramontañosas, en facies lacustre, fluvio-lacustre o fluvial.

La sedimentación de los materiales paleozoicos en la ZOM se relaciona, 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.

En relación con la etapa rifting, se localiza un magmatismo alcalino representado por las rocas volcánicas del Cámbrico y Ordovícico Inferior (Espilitas de la Umbría-Pipeta y Metabasitas de la Ribera de Huelva respectivamente), y por diversos cuerpos plutónicos de igual quimismo, como son los Macizos de Barcarrota (510±10 m.a.) y del Castillo (EGUILUZ, L. 1988). Dentro de este apartado se incluyen también los granitos neisificados de Ribera del Fesno, Acebuchal, Las Minillas, Portalegre, etc., de edades comprendidas entre 460 y 430 m.a. (PRIEM, et al. 1970, GARCIA CASQUERO, et al. 1985), que si bien no están caracterizados químicamente, si presentan una mineralogía congruente con una afinidad alcalina de los mismos (presencia de riebecquita).

El final del Ciclo Hercínico, viene determinado por la Orogenia Hercínica y los procesos ígneos y tectono-metamórficos a ella asociada. Todo ello se desarrolla

en un periodo de tiempo amplio comprendido entre el Devónico Medio y Pérmico Inferior.

En la ZOM podemos distinguir una zona externa (Dominio de Zafrá-Alanís-Córdoba), caracterizada por una tectónica de pliegues y mantos en condiciones, por lo general, de bajo grado de metamorfismo. Otra zona más interna (Dominios de Sierra Albarrana y Valencia de las Torres-Cerro Muriano), caracterizada por procesos deformacionales más antiguos y complejos y con un metamorfismo de medio a alto grado.

La Orogenia Hercínica, se acompaña de una serie de manifestaciones ígneas, caracterizadas por un amplio y heterogéneo 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.

Una característica general del magmatismo hercínico de la ZOM, es la estrecha relación especial, entre rocas ácidas y básicas. Esto constituye un rasgo diferenciador con el magmatismo de la ZCI, donde hay un predominio amplio de términos ácidos. Otra característica a destacar, es la presencia de manifestaciones volcánicas asociadas a los cuerpos intrusivos y cuya relación genética con estos parece asumible con los datos actualmente disponibles.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas básicas muestran afinidades poco definidas entre las series calcoalcalinas y toleíticas (predominio toleítico para el Complejo Ojuelos, SANCHEZ CARRETERO, et al., en prensa); naturaleza toleítica con evolución calcoalcalina para Burguillos del Cerro (PONS, 1982). Por el contrario las

rocas graníticas suelen presentar afinidades claras de tipo alcalino, llegando en ocasiones a un estrecho parentesco, al menos químico, con granitos anarogénicos tipo-A, como es el caso de los granitos asociados a la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, que presumiblemente se pueden extrapolar a otras manifestaciones ácidas, como es el caso del Macizo de Beja, dada la similitud entre ambos conjuntos ígneos, especialmente a nivel de los términos ácidos (pórfidos de Belaíçao).

Los procesos deposicionales, tectonometamórficos e ígneos, durante la Orogénesis 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.

4.3.- CICLO ALPINO

Durante la evolución neoalpina 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 antepais del Guadalquivir durante el Neógeno.

Los sedimentos depositados durante el Messiniense en el sector de Palma del Río, se caracterizan porque sus sistemas de depósito afloran entre el antepais (Meseta) 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 extensión y 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 Palma del Río, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de 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. Un poco más al sur estos sistemas son de carácter mixto, pasando progresivamente a facies de plataforma somera detrítico-carbonatada. Estos sedimentos de naturaleza carbonatada con abundante fauna de briozoos, equínidos, lamelibranquios, etc., se depositaron en un ambiente de plataforma somera con entrada de terrígenos; en algunos la presencia de calizas de algas denuncia un ambiente también de plataforma pero protegida, con aguas limpias y tranquilas y en general desprovista de terrígenos.

Simultáneamente, en ciertos sectores asociados al borde de la Meseta existían entradas masivas de sedimentos a la cuenca, mediante sistemas de abanicos aluviales o deltaicos. Sistemas de estas características, en la hoja de Palma del Río, se ha descrito uno al SE de Hornachuelos, que constituye junto con las calcarenitas, los depósitos basales aflorantes de la Cuenca del Guadalquivir en esta transversal y para esta edad.

A final del Messiniense acontece una fuerte caída eustática, que se traduce con la formación de un gran surco erosivo, que alcanza más de 400 m de profundidad en su parte axial, entre Palma del Río y Carmona. Este surco es rellenado por sedimentos de cuenca durante el Messiniense-Plioceno inferior y están representados por las margas gris-azuladas. En el borde de la meseta quedan representados sistemas

aluviales que debieron conectar con la cuenca, sin embargo los procesos erosivos no han dejado evidencias de sedimentos representantes de la plataforma para esta edad.

En el Plioceno terminal, el mar en franca regresión hacia posiciones más surorientales, dejó gran parte de la cuenca emergida y comienza la denudación de los relieves, originando abanicos aluviales que progradan hacia las partes más deprimidas (en este caso hacia el sur). Esta etapa fue el preludio de la retirada definitiva del mar hacia el SO, posición que actualmente ocupa en el Golfo de Cádiz.

Durante el Cuaternario y hasta la actualidad, se produce el encajamiento de la red fluvial, en su curso serpenteante por la parte septentrional de la Cuenca del Guadalquivir.

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 Palma del Río

5.1.- HIDROGEOLOGIA

5.1.1.- Climatología

La hoja de Palma del Río se encuentra sobre el límite entre Sierra Morena y la campiña del Guadalquivir. Esta situación es determinante para que tanto climatología como precipitaciones, varíen considerablemente a lo largo del año de unos sectores a otros, como sucede en las vecinas hojas de Córdoba y Sta. M^a de Trassierra.

Así pues, los datos consultados sobre la temperatura media anual para la zona de la campiña oscila entorno a los 18 °C (periodo 1960–1995), mientras que en la zona de la sierra el valor es más bajo y está en unos 15 °C. Así mismo, las temperaturas medias de las máximas y las mínimas, en la campiña, oscilan entre 24 °C y 10 °C

respectivamente. De igual modo, las temperaturas medias de las máximas y mínimas, en la sierra, son de 22 °C y 8 °C respectivamente.

En el cuadro adjunto se muestran los valores pluviométricos referidos al periodo 1960–1995. Estos datos proceden del Centro Meteorológico Territorial de Andalucía Occidental, obtenidos por el Ayuntamiento de Palma del Río. En estos 36 años las precipitaciones medias anuales son de 495 mm, destacando como meses más lluviosos Noviembre y Octubre seguidos de Febrero y Diciembre en este mismo orden. De acuerdo con la información pluviométrica obtenida en hojas próximas, puede indicarse que las precipitaciones que se producen en la zona de sierra son considerablemente mayores, pudiendo incrementarse en más de 200 mm anuales.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente se pueden distinguir dos regiones climáticas diferentes, la sierra y la 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

La totalidad de la hoja se ubica en la Cuenca del Guadalquivir, trascurriendo prácticamente por la diagonal de la misma el río que le da nombre a la cuenca.

Además del río Guadalquivir existen otros ríos de cierta entidad en esta hoja. En primer lugar destaca el río Genil por la margen izquierda que desemboca con el Guadalquivir unos dos kilómetros al oeste de Palma del Río. Los otros ríos de la

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOS.	SEPT.	OCT.	NOV.	DIC.	AÑO
1960	85.0	209.0	112.7	10.9	47.1	17.4	0.0	0.0	2.3	254.4	97.9	50.0	886.7
1961	26.4	1.6	30.4	42.1	83.7	8.6	7.6	1.2	37.8	47.5	240.4	114.8	642.1
1962	101.6	45.7	144.7	---	5.6	63.2	0.0	0.0	27.3	144.9	37.6	184.7	---
1963	197.4	---	42.8	113.5	---	19.0	---	0.0	89.5	4.3	207.4	242.7	---
1964	26.3	143.3	57.6	40.6	0.0	56.1	29.8	0.0	11.1	8.5	43.0	65.3	481.6
1965	72.7	47.9	61.1	0.0	2.4	6.0	2.2	2.2	75.0	118.0	65.3	35.0	481.8
1966	53.2	128.8	0.0	108.1	8.5	0.0	0.0	0.0	29.7	97.7	68.5	2.8	503.3
1967	57.5	85.8	17.4	29.3	24.7	36.1	0.0	0.0	10.0	69.8	70.9	14.8	416.3
1968	0.0	175.5	89.1	53.6	17.9	8.7	0.0	2.0	1.7	0.6	139.7	33.9	522.7
1969	135.3	143.1	110.6	65.5	21.1	11.1	0.0	0.0	73.5	93.6	110.5	23.6	787.9
1970	256.1	21.9	34.1	19.6	17.0	58.3	0.0	0.0	0.0	0.0	41.4	53.7	502.1
1971	51.1	0.0	48.1	98.3	126.0	24.9	0.0	16.9	0.0	44.5	6.5	25.5	441.8
1972	87.2	85.9	76.0	0.0	24.7	0.0	4.0	0.0	43.9	133.6	64.9	43.8	564.0
1973	35.7	17.6	29.4	1.4	49.6	0.0	0.0	4.2	0.0	30.4	54.3	60.1	282.7
1974	13.1	45.9	36.6	61.0	11.9	18.6	0.0	0.0	5.7	6.9	18.0	12.5	230.3
1975	43.5	84.3	108.7	44.3	44.7	13.5	0.0	0.0	1.1	2.0	16.1	111.3	469.5
1976	25.7	29.5	60.1	107.5	22.7	4.3	0.0	4.0	76.9	56.9	56.5	118.8	562.9
1977	116.0	91.6	0.0	0.0	0.0	19.2	0.0	0.0	13.2	41.4	94.8	148.8	529.4
1978	11.7	93.1	18.9	135.1	60.8	38.5	0.0	0.0	0.0	16.4	22.6	171.1	568.2
1979	149.0	64.8	108.5	79.2	4.4	0.0	4.0	0.0	35.0	247.4	10.5	24.1	726.9
1980	25.0	34.5	41.3	1.3	49.1	0.0	0.0	0.0	0.0	46.8	62.6	0.0	260.6
1981	0.0	7.8	25.2	48.8	32.5	3.5	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	108.2	227.5
1982	77.0	30.2	26.6	51.2	10.2	0.0	3.2	39.5	3.5	5.6	85.9	18.6	351.5
1983	0.0	9.6	23.0	86.3	6.5	1.6	0.0	11.6	---	---	---	---	---
1984	0.0	37.0	74.0	22.5	50.5	0.5	0.0	0.0	5.4	21.5	184.0	3.0	404.4
1985	116.1	144.0	1.5	47.8	21.5	31.0	0.0	0.0	3.3	0.0	113.0	98.0	576.2
1986	38.5	74.5	57.5	38.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.0	100.0	66.0	26.5	436.0
1987	105.5	53.6	14.5	54.1	5.5	0.0	20.0	37.5	15.0	99.6	69.5	204.6	679.4
1988	90.0	22.0	15.1	30.0	33.5	19.0	0.0	0.0	0.0	142.5	82.0	0.0	434.1
1989	29.0	65.0	25.0	58.0	23.5	0.0	0.0	---	---	70.0	355.5	165.0	---
1990	83.5	---	---	90.0	---	---	---	---	---	117.0	---	---	---
1991	---	122.5	189.5	---	---	0.0	---	---	70.0	84.0	11.6	27.5	---
1992	---	8.5	0.0	81.0	22.0	0.0	---	---	27.0	104.0	0.0	15.0	---
1993	0.0	26.0	15.0	50.0	76.0	2.5	0.0	0.0	10.0	107.0	89.0	0.0	375.5
1994	41.0	36.6	0.0	32.0	76.0	0.0	0.0	0.0	10.5	35.0	71.0	---	---
1995	29.0	21.5	30.0	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	---	---	---	---
TOTAL	2.179.1	2208.6	1725.0	1722	979.6	461.1	70.8	123.5	717.9	2351.8	2657.0	2203.7	13.345.4
MEDIA	64.1	64.9	50.7	50.6	29.7	13.5	2.2	3.8	21.8	69.2	80.5	68.9	494.3
Nº DE DATOS	34	34	34	34	33	34	32	32	33	34	33	32	27

Precipitación total en mm, periodo 1960-1995 (Palma del Río)

Fuente: Centro Meteorológico Territorial de Andalucía Occidental

margen derecha son: Bembézar y Retortillo, ámbos con embalses de regulación de 347 Hm³ y 73 Hm³ de capacidad respectivamente; el río Bembézar aguas abajo de la presa (sur de Hornachuelos) recibe un importante afluente que es el arroyo Guadalora. Dichos embalses se encuentran fuera de esta hoja, sólo existe una presa de regulación del Retortillo unos 5 Km al norte de Palma del Río.

Por la margen derecha del río Guadalquivir desembocan varios arroyos de los cuales el más importante es el Guadalbarcar, que a su vez se encuentra regulado por el embalse de José Torán con una capacidad de unos 100 Hm³. El resto de los arroyos solamente llevan agua en épocas de fuertes precipitaciones, estando casi todo el año sus cursos secos.

5.1.3.- Cacterísticas Hidrogeológicas

De acuerdo con la capacidad de almacenar y trasmitir agua, los materiales de interés hidrogeológico de la hoja de Palma del Río pertenecen a calizas cámbricas; gravas, arenas y calcarenitas del Neógeno, y gravas y arenas del sistema fluvial del Guadalquivir.

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

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, los afloramientos que tiene cierto interés hidrogeológico, se han agrupado en tres unidades hidrogeológicas. Estas unidades son las siguientes: Unidad hidrogeológica detrítico-carbonatada del Cámbrico, Unidad hidrogeológica del Mioceno y Unidad hidrogeológica detrítica del Guadalquivir.

5.1.3.1.- Unidad detrítico-carbonatada del Cámbrico

Se extiende por una franja larga y estrecha que discurre por la localidad de Puebla de los Infantes; también hay un afloramiento considerable en las inmediaciones de Hornachuelos. En el primer caso la extensión es de unos 15 km² y en el segundo de unos 4 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. En el sector de Hornachuelos las calizas evidencian una carstificación muy importante y además son mayoritarias respecto de otros materiales. En cambio, en la zona de Puebla de los Infantes las facies calizas dominan hacia el este, mientras que al oeste el porcentaje de éstas y el de pizarras y areniscas es equivalente.

No se han reconocido en esta unidad manantiales de relevancia, únicamente en épocas de fuertes lluvias en zonas asociadas a algunas fracturas se han observado surgencias poco significativas. En el sector de Hornachuelos tampoco hay surgencias si bien aquí, los materiales del Mioceno rodean a estos afloramientos y las posibles descargas pudieran establecerse a partir de ellos.

5.1.3.2.- Unidad del Mioceno

Ocupa una amplia franja que recorre en diagonal toda la hoja, con una extensión aproximada de 160 km². Separa prácticamente todos los materiales precámbricos y paleozoicos de los que están asociados a la dinámica fluvial del río Guadalquivir.

Esta Unidad presenta litologías variadas, sin embargo suelen ordenarse de la siguiente forma; sobre materiales del borde de la Meseta se sitúan generalmente

calcarenitas y calizas de algas, con un nivel de orden métrico de arenas y conglomerados; solamente en el arroyo Guadalora se dispone a muro un potente conglomerado probablemente en relación con un antiguo sistema deltaico, encima de los anteriores y en este mismo sector hay una secuencia de margas y conglomerados, que constituyen un acuífero de gran importancia en esta zona. En el resto de la hoja, sobre las calcarenitas antes mencionadas se sitúan margas o bien gravas y arenas, estas últimas muy abundantes en la mitad occidental de la misma.

Se han localizado tres manantiales asociados a esta unidad que son: Fuente del Pez, Fuente de la Almarja y Fuente de la Mujer; el primero situado unos 6 km al oeste-noroeste de Peñaflor, el segundo está 2 km al sur de Hornachuelos y el tercero 2 km al norte de La Puebla de los Infantes. Estos manantiales tienen caudales pequeños, que no rebasan casi nunca los 3-5 l/s, pero ello no indica que los recursos de esta unidad sean pequeños; muy al contrario, su entidad tanto superficial como hacia el sur, bajo sedimentos más modernos de la Cuenca del Guadalquivir (demostrado por datos de subsuelo a partir de sondeos y geofísica), ponen de manifiesto los grandes recursos hidráulicos de esta Unidad. En efecto, en el sector de Moratalla, unos 6 km al sur de Hornachuelos, sondeos efectuados para captación de aguas subterráneas, han dado caudales superiores a 100 l/s; en otros sectores como por ejemplo en las inmediaciones del poblado del Priorato un sondeo de más de 150 m se muestra surgente con aportaciones que en ocasiones rebasan los 15 l/s.

5.1.3.3.- Unidad Detrítico del Guadalquivir

Esta Unidad comprende los sistemas de depósito asociados a los ríos Guadalquivir y Genil, ampliamente representados en el tercio meridional de la hoja.

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 con caudales en ocasiones superiores a 20–25 l/s, construidos entre Palma del Río y el cortijo del Calonge, vieron mermados sus recursos considerablemente, en algunos casos hasta el punto de agotarse totalmente. Sin embargo, durante el año 1996, en el cual ha tenido lugar una importantísima crecida no solo el río Guadalquivir sino también el Genil, estos pozos han recuperado de forma casi inmediata sus recursos.

5.2.- RECURSOS MINERALES

5.2.1.- Minerales Metálicos

En la hoja de Palma del Río ha habido 29 explotaciones mineras todas ellas abandonadas en la actualidad. De éstas, 4 han sido de plomo, 15 de cobre, 9 de hierro y 1 de fosfatos.

De los yacimientos de más tradición caben destacar las explotaciones denominadas: Holanda, Galayo, Preciosa, San Luis y San José. Las dos primeras explotaron esencialmente Pb y Zn, si bien la paragénesis mineral está constituida por galena–blenda–pirita–calcopirita, predominando la galena o la blenda según los casos; estas mineralizaciones son filonianas. San Luis y San José han explotado fundamentalmente hierro, con una paragénesis mineral de hematites–pirita–calcopirita o magnetita–hamatites–pirita, distribuida en filones como las anteriores. Preciosa tiene la particularidad de ser una mineralización estratófila, con una paragénesis variada de pirita–calcopirita–blenda–galena y magnetita; de ésta mina se ha beneficiado principalmente cobre.

En todos los casos la minería llevada a cabo ha sido de interior mediante pozos y galerías, eventualmente se realizaron pequeñas calicatas superficiales para reconocer la dirección de los filones.

5.2.2.- Rocas Industriales

En el ámbito de la hoja apenas si hay actividad en la explotación de rocas industriales. Ha existido extracción de arcillas cerámicas en una cantera abandonada al norte de Peñaflor. Eventualmente se han extraído áridos para la construcción de algunas graveras situadas sobre materiales considerados como de edad Plioceno. Sin embargo, la explotación de áridos que tiene una actividad intermitente se sitúa al este de Palma del Río, sobre materiales de edad Mioceno superior-Plioceno inferior; esta cantera utiliza el material para la construcción en la localidad de Palma del Río.

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.D. e HIGUERAS, P. (1983). División en grupos de rocas en Ossa Morena Orienta. *V Reunión del Grupo de Ossa Morena*.

APALATEGUI, O. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1986). Informe complementario de geoquímica al Proyecto. *"Estudio geológico a escala 1:50.000 de las Hojas números 878, 879, 880, 899, 901 y 902"*.

ARRIOLA, A. y GARROTE, A. (1979). Nuevos datos sobre la Geología del Núcleo Metamórfico de Lora del Río. *Temas Geológicos y Mineros. Volúmen monográfico sobre la 1ª Reunión del GOM*, pp. 45-55.

BARD, J.P. (1969). Le métamorfisme régional progressif des sierras d'Aracena en Andalousie occidentale. *Tesis Universidad de Montpellier*.

BARD, J.P. (1971). Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes orthotectoniques, *Boletín Geológico y Minero. T. LXXXII-III-IV*.

CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y PAREDES, J. (1971). La nature du précambrien et ses relations avec la paléozoïque en Sierra Morena. *C.R. Acad. Scienc. Paris. T. 273 pp. 1359-1362*.

CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento Geológico de região Portel y Ficalho. *Servicio Geol. Portugal. Mem. 11*

CARVALLO, D. (1972). The metalogenic consequences of plate tectonics and the upper paleozoic evolution of southern Portugal. *Estudios. Notas e trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, vol. XX, fascs. 3-4.

CUETO, L.; EGUILUZ, L.; LLAMAS, F.L. y QUESADA, C. (1982): La granodiorita de Pallarés un intrusivo precámbrico en la alineación Olivenza-Monesterio. *IV Reunión GOM. Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69.

CHACON, J.; FERNANDEZ, J.; MITROFANOV, F. y TIMOTEEV, B.V. (1984). Primeras dataciones Microfitopaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jefez de los Caballeros. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* num. 8, pp. 211-220.

DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *IV Reunión Oeste Peninsular*.

EGUILUZ, L. (1987). Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos–Monesterio. *Tesis Doctoral Universidad del País Vasco*.

FRICKE, N. (1941). Die Geologie des Grenz–Gebietes Inschen Nodostucher Sierra Morena una Extremadura. *Tesis Universidad Berlín*, pp. 1–88.

GABALDON, V.; GARROTE, A. y QUESADA, D. (1985): El Carbonífero Inferior del Norte de la zona de Ossa Morena *Temas Geológicos y Mineros, 5ª Reunión GOM*.

GARCIA CASQUERO, J.; In press. Continental trochjemitites in displaced terranes of the Oporto–Portalegre–Badajoz–Córdoba. Belt (Hesperian Massif). *Geologische Rundschau*.

GARCIA CASQUERO, J.; BOELRIJK, M.; CHACON, J. y PRIEM, H. (1985). Rb–Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz–Córdoba Belt. *Geol. Rundschau V. 74* núm. 2 pp. 379–384.

GARROTE, A.; ORTEGA, M. y ROMERO, J. (1979): Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba). Sierra Morena. *Temas Geológicos y Mineros "1ª Reunión sobre la geología de Ossa Morena"*.

I.T.G.E. (1975). Investigación en la Reserva de Alanís–Cerro Muriano. *Fondo documental del ITGE*.

I.T.G.E. (1976). Geología en Indicios Mineros entre Peñaflor y las Navas de la Concepción. *Fondo documental del I.T.G.E.*

I.T.G.E. (1977). Investigación en la Reserva Adamuz–Puebla de los Infantes. *Fondo documental del I.T.G.E.*

I.T.G.E. (1982). Cartografía de detalle en Mezquitillas (Reserva Estatal Cerro Miriano-FASE II). *Fondeo documental del I.T.G.E.*

I.T.G.E. (1986). Exploración por sondeos mecánicos de las mineralizaciones del Sector de Mezquitillas (Reserva Cerro Muriano-FASE II). *Fondeo documental del I.T.G.E.*

LIÑAN, E. (1976). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. *Tesis Doctoral Universidad de Granada.*

LIÑAN, E. y SHMITT (1981). Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba. *Temas geológicos y mineros. V Reunión del GOM.*

LOTZE, F. (1945). Zur gliederung des varisziden des Iberischen Meseta. *Geol. For: 4, 6, 78-92.*

MACPHERSON (1879): Estudio Geológico y petrográfico del N de la provincia de Sevilla. *BCMG, 10, 97-269.*

PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972). Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en Sierra Morena Central. *Estudios geológicos, Vol. XXVIII pp. 167-172.*

PRIEM, H.; BOLRIJK, N.; VERSCHURE, R.; HEBERDA, E. y VERDURMEN, E. (1970): Dating Events of Acid Plutonism Thought the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv. Vol. 6311.*

PONS, J. (1982): Un modelo d'evolution de complexes plutoniques Gabros y granodioritas de Sierra Morena Occidental. *Tesis Doctoral Universidad Paul-Savatier: Toulouse.*

QUESADA, G. y LARREA, P. (1987): Mapa Geológico-Minero de Extremadura. *Consejería de Industria y Energía*. Comunidad de Extremadura.

ROBARDET, M.; WEYANT, M.; LAVEINE, J.P. y RACHEBOEUF, P. (1986): Le Carbonifere Inferieur du Sinclinal du cerron del Hornillo. Seville (Spagne). *Revue de Paleobiologie*. Vol. 5, núm. 1 pp. 71-90.

ROCHEBOEUF, P. y ROBARDET, M. (1986). Le pridoli et le devonien inferieur de la zone D'Ossa Morena. *Geologica et Paleontologica 20. S. 11-37*, pp. 11-20.

ROLDAN GARCIA, F.J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1987). La Cuenca Carbonífera de Valdeinfierno (Dominio de Sierra Albarrana, Zona de Ossa Morena). Un ejemplo de sedimentación relacionada con accidentes de desgarre. *Acta Geológica Hispánica*, t. 21-22, pp. 321-327.

SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRECEDO, M.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1989): El Magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa Morena. *Rev. Soc. Geol. España 2* (1-2).

SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; GIL-IBARGUCHI y ORTEGA, L.A. (1989): Unidades y datos geoquímicos del magmatismo hercínico de la alineación de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. *Studia Geológica Salmanticensia*. Volumen especial 4. X Reunión de Geología del Oeste peninsular.

VIGUIER, C. (1974): Le Neógéne de L'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Histoire géologique du basin du bas Guadalquivir. *Thèse*. Bourdeaux. 449 p.

WAGNER, R.H. (1978). The Valdeinfierno sequence: its tectonic, sedimentary and floral significance. *Am. Soc. Geol. Nord.*, vol. 98 pp. 59-66.