



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

I.S.S.N.: 0373-2096



IGME

960

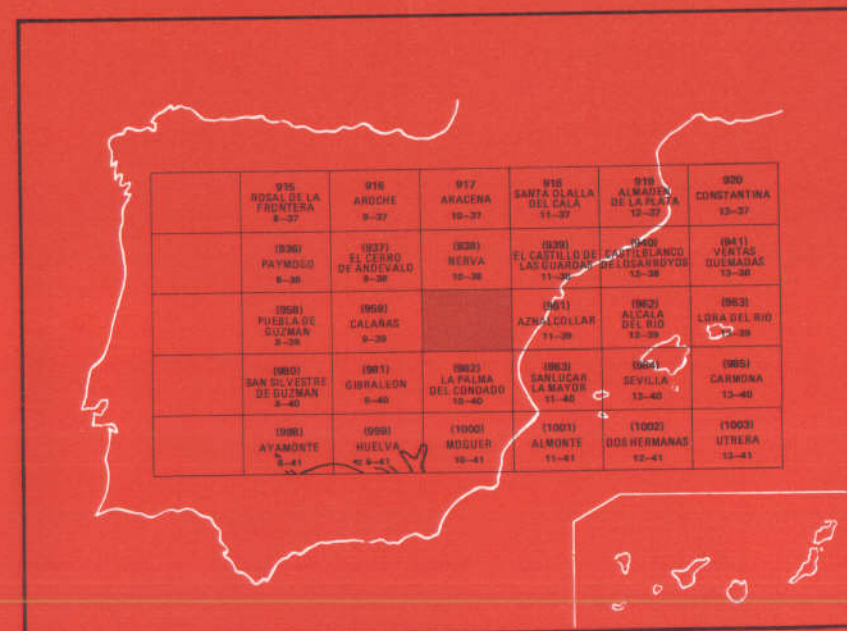
10-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VALVERDE DEL CAMINO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VALVERDE DEL CAMINO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Memoria: Jesús Ramírez Copeiro del Villas, Dr. Ingeniero de Minas; David Navarro Vázquez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Dr. Ingeniero de Minas.

Técnicas Metalogénicas: Ricardo Castroviejo, Dr. Ingeniero de Minas.

Geología de Campo: Fabián Mena Romero

También se ha contado con la asesoría del Ingeniero de Minas D. José M^a Zapardiel para la confección de esta Hoja.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones – Doctor Fleming, 7 – Madrid-16

Depósito Legal: M - 18752—1982

Imprime ADOSA - Príncipe de Vergara, 210 - Madrid-2

1 INTRODUCCION

El área que abarca la Hoja de Valverde del Camino, se encuentra en la parte centro-oriental de la provincia de Huelva, correspondiendo una pequeña parte de ella (ángulo NE) a la de Sevilla.

Situada entre las estribaciones meridionales de Sierra Morena y la depresión terciaria del Guadalquivir, su morfología es variada, dependiendo de los sedimentos aflorantes; así las rocas volcánicas dan paisajes alomados, mientras que los materiales pizarrosos forman a veces relieves abruptos y escarpados (parte central y suroriental). En resumen se trata de una penillanura, en proceso de rejuvenecimiento desde el Cuaternario, ligeramente inclinada hacia el Sur, con altitudes que varían de 300-350 m. en la parte Norte a 200-250 m. en la Sur. La cota máxima con 388 m. corresponde al vértice de Las Cabezuelas.

La red hidrográfica, muy encajada y sin apenas depósitos, pertenece a las cuencas de los ríos Tinto y Odiel, marcando la carretera nacional núm. 435 la divisoria entre ambas.

Los principales núcleos urbanos son Valverde del Camino y Berrocal, y una serie de aldeas (Sotiel, El Buitrón, El Pozuelo, Membrillo Alto, Mari-

genta y Las Delgadas) de escas población. La actividad económica fundamental se centra en Valverde y es de tipo industrial (calzados y muebles); actualmente se están llevando a cabo las labores previas para la explotación del yacimiento pirítico de Sotiel.

Los accesos se realizan por la carretera nacional núm. 435 de San Juan del Puerto a Cáceres y ramales a las diferentes aldeas.

Geológicamente la Hoja está situada en el extremo SE de la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa, área paleogeográfica que desde el Bajo Alentejo se prolonga con dirección NO-SE en Portugal y O-E en España hasta la provincia de Sevilla, donde se introduce bajo el Terciario de la depresión del Guadalquivir. Los materiales en ella aflorantes pertenecen al Devónico Superior y al Carbonífero Inferior; entre ellos se intercala una serie volcánico-sedimentaria, formada por rocas volcánicas ácidas y básicas con intercalaciones detríticas que contienen numerosos yacimientos de pirita y manganeso, constituyendo la mayor provincia metalogénica de Europa. Esta serie es la llamada Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.).

En la orogenia Hercínica los materiales fueron intensamente plegados. Una primera fase dio lugar a una serie de estructuras (anticlinales y sinclinales) en general muy apretados, de dirección ONO-ESE y vergencia sur, con una esquistosidad (S_1) de plano axial asociada muy penetrativa y un metamorfismo regional de bajo grado (facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita). Fases posteriores de la misma orogenia desarrollaron una serie de estructuras menos penetrativas (pliegues y esquistosidades de 2ª y 3ª fase) y un cortejo de fallas, quedando así la cadena montañosa prácticamente configurada y actuando como bloque rígido durante el resto de la historia geológica.

No existen datos sobre la orogenia Alpina, pero posiblemente al ser "país rígido" tuvieron lugar roturas y basculamientos que favorecieron determinadas transgresiones durante el Mesozoico (área al sur de la vecina Hoja de La Palma) y a la transgresión miocena que depositó los sedimentos terciarios del sur de la Hoja.

Sobre el conocimiento geológico regional, hay que destacar, entre otros, los trabajos de FEBREL (1965, 1966, 1967), SCHERMERHORN (1971), LECOLLE (1971), STRAUSS y MADEL (1974) y CARVALHO (1977), y refiriéndose concretamente al área de la Hoja, el de VAZQUEZ y ARMEN-GOT (1970) y LECOLLE, ROGER, AYE y MOLIERE (1977).

2 ESTRATIGRAFIA

Aparte de pequeñas áreas terciarias y cuaternarias, en esta Hoja afloran exclusivamente materiales paleozoicos pertenecientes al Devónico Superior y al Carbonífero Inferior, pudiéndose distinguir dos grandes conjuntos litoestratigráficos: Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseiense Medio) y Viseiense Superior, separados por una potente secuencia de rocas volcánico-sedimentarias (Complejo Volcánico Sedimentario) de variado carácter y composición, con abundantes yacimientos ligados a ellas que hacen del área una zona de elevado interés geológico-minero.

2.1 DEVONICO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR. FORMACION MANZANITO ($D_3-H_{11-12}^{A-A}$, C_1 , L, T, B, J_1)

Es el término más bajo que aparece en la "Faja Pirítica", en la Hoja de Valverde constituye un amplio anticlinorio que ocupa toda la parte central y suroriental. No aflora su muro y su techo se pone en contacto bruscamente con el Complejo Volcánico Sedimentario o bien por acuífamiento lateral de éste, continúa la serie sedimentaria detrítica con intercalaciones volcánicas (zona sur de la Hoja y Hoja de La Palma del Condado) hasta el Viseiense Superior. En el primer caso el techo llegaría hasta el Tournaisiense y en el segundo hasta el Viseiense Superior, siendo imposible separar ambos cuando no existe continuidad lateral de las rocas volcánicas.

Esta parte superior (correspondiente al cambio lateral de facies) sería equivalente a las formaciones Atalaia (PFEFFERKORN, 1968), y Ribeira de Limas (CARVALHO, 1976) en Portugal y a las formaciones Cerro Méndez, Duque y el Guijo (Hojas de Paymogo, Puebla de Guzmán y Palma de Condado, respectivamente) en España; entidad que se establece a causa de criterios petrográficos, sedimentológicos y de respectivo encuadre estratigráfico.

En general esta formación está constituida por una potente sucesión de pizarras, cuarcitas y grauvacas (cuarzovacas) ($D_3-H_{11-12}^{A-A}$) con algún lentejón calcáreo en su parte más alta.

Las rocas más abundantes son las pizarras grises arcillosas, de grano fino con bandeado de estratificación de algunos milímetros de espesor debido a las diferencias de grano, pero frecuentemente está enmascarada por una esquistosidad muy penetrativa. Alternan con pizarras limolíticas y limolitas, en tabletas de 3 a 80 cm. de potencia (predominando las de 10 a 20 cm.) con cristallitos brillantes de mica, que presentan a veces estructuras sedimentarias con ripples, laminación paralela, laminación cruzada, etc., pizarras

arenosas, pizarras silíceas duras de patina amarillenta, pizarras cloríticas y pizarras negras con pirita. Los tres tipos principales, pizarras pelíticas, limolíticas y arenosas presentan a veces variedades grafitosas y ferríferas. En ocasiones presentan colores pardo rojizos, amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación. Existen también rellenos de cuarzo de exudación en forma de venas, introducidos a favor de la esquistosidad, deformados y plegados y rellenando fracturas.

Dentro de la serie pizarrosa aparecen niveles de cuarzovacas (término utilizado para designar a grauvacas con clastos de cuarzo bien diferenciados), esquistosas, de 8 cm. a 3 m. de potencia (predominando los de 10 a 80 cm.), de gran extensión lateral, de color gris verdoso, a veces satinadas y caracterizadas por tener una matriz más abundante que las grauvacas del Viseiense Superior, lo que provoca una acentuación de la esquistosidad. Son grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a medio, con clastos de cuarzo y albita relativamente abundantes (fragmentos cristalinos) que destacan rodeados por una abundante matriz (compuesta por sericita y clorita fuertemente orientadas) en la que se pueden diferenciar los fragmentos líticos (pizarras, cuarcitas y volcánicos). Aunque la composición de la unidad fragmentaria es similar a la de las grauvacas del Viseiense Superior, las de la Formación Manzanito presentan una matriz más abundante, están más orientadas y en consecuencia se encuentran más evolucionadas metamórficamente. Las cuarzovacas abundan menos al oeste de la carretera de Valverde-Zalamea.

Las cuarcitas son grises y blancas, en niveles de 2 cm. a 1 m. de potencia (predominando los de 10 a 30 cm.), con ripples, laminaciones (paralela, cruzada, convoluta) y cubitos de pirita en agregados de hasta 4 mm. Se trata de cuarcitas micáceas y cuarcitas cloríticas, feldespáticas, generalmente impuras y en tránsito a pizarras limolíticas. Al oeste de la carretera de Valverde-Zalamea los niveles cuarcíticos son más abundantes y de mayor potencia (Sierra del León) llegando hasta los 3 m.

Existe naturalmente toda una serie gradual de tránsito, incluso milimétrico, de pizarras a cuarcitas. La pirita aparece en forma cúbica como elemento casi constante en todos los tipos descritos.

En zonas de finas alternancias de cuarcitas y pizarras, se observan a menudo fenómenos de transposición, debido a la mayor competencia de las cuarcitas que en zonas intensamente tectonizadas se rompen al plegarse, dando a veces un aspecto falsamente conglomerático. En la transposición se producen niveles cuarcíticos de forma lantejonar de rápida acuñación lateral.

Hacia el techo de esta formación, en su parte occidental y entre las pizarras, aparecen afloramientos discontinuos en forma lantejonar de calizas

y calcoesquistos (C_1) ferruginosos, de 5 a 50 cm. de potencia, de pátina rugosa grisácea con numerosas vetas de calcita. Se trata de calcarenitas con tallos de crinoides, calcirruditas y calcilutitas, de color gris, marrón o rosa y en ellas se puede apreciar algunas estructuras sedimentarias como laminación y estratificación cruzada, pero otras veces son cristalinas con cubitos pequeños de pirita. No se ha encontrado en ellas Conodontos, pero regionalmente fueron datadas como Fameniense Superior (BOOGARD y SCHERMERHORN, 1975). Tan sólo en un afloramiento del Melero Bajo se encontró una macrofauna de equinodermos reconociéndose el *Peteriocrinites* sp., de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior. Estas calizas han sido explotadas casi en su totalidad para la fabricación de cal en hornos rudimentarios que están situados en sus proximidades, y los huecos que han dejado pueden localizarse fácilmente en la foto aérea.

También en las partes altas de la serie (Cerro del Escamochó, los Carabales, etc.) son frecuentes los cantos de cuarcita (ruditas y brechas intraformacionales) y otros de pizarra ("cantos blandos") en una matriz pizarrosa, como consecuencia de períodos importantes de inestabilidad en la cuenca que dieron lugar a fenómenos de slumping. Esta inestabilidad debió preceder a la apertura de grandes fracturas por las que posteriormente se emitiría el volcanismo.

Existen grandes diferencias entre otros devónicos del resto de la Península (principalmente calizos y fosilíferos) y éste de la "Faja", detrítico y azoico (salvo los pequeños lentejones calcáreos). En determinados lugares (pista forestal de El Manzanito a la Ribera de Valverde, Sierra del León, etc.) la existencia de una serie rítmica constituida por niveles cuarcíticos y pizarras limolíticas de 8-10 cm. de potencia, con laminaciones cruzadas, laminación convoluta, "ripple marks", laminaciones paralelas a muro y techo, y otros de menor espesor (2 cm.) de pizarras, así como fenómenos de "slumping", podría indicar la presencia de turbiditas de tipo distal; ahora bien, esta tesis está en contradicción con la existencia de los lentejones calcáreos con faunas bentónicas (foraminíferos, algas, etc.) y aunque BOOGARD y SCHERMERHORN (1975) apuntan la posibilidad de que se hayan redepositado por corrientes de turbidez, nos inclinamos a pensar que la serie se ha depositado en un ambiente marino de poca profundidad.

En la parte superior de la formación, la equivalente al C.V.S. y a las formaciones Atalaia, etc., además de los tipos litológicos ya descritos se encuentran pequeños lentejones de lavas ácidas (L) (cuarzoqueratófidos) en el sur de la Hoja (Cabezo de la Hueca), de color claro o gris azulado, textura porfídica y disyunción ovoidea o en grandes lajas groseras, duras, formando generalmente crestones.

Más abundantes son los lentejones de rocas piroclásticas (T), constituidos por tobas ácidas esquistas (cuarzoqueratófídicas) con algunos términos intermedios (queratófídicas), aunque todas ellas son mineralógicas y texturalmente afines, variando únicamente la proporción de fenoclastos al ligero predominio de unos componentes sobre otros. Poseen textura porfidoclastica con fenocristales de albita y cuarzo en una matriz filitosa a pizarrosa de albita, cuarzo y abundante sericita. Poseen una potencia de 1 a 25 m (usualmente de 4 a 12 m.) y corridas generalmente no superiores a los 700 m. De color rosa, gris o verde, a veces de aspecto nacarado, pátina amarillenta y en ocasiones oxidadas (colores blanquecinos, amarillentos y rojizos), con diseminaciones y vetillas de pirita y calcopirita que dieron lugar a mineralizaciones económicas interesantes. Son de granulometría variada, grosera (con fenocristales de hasta 3 mm.), medianas y finas apizarradas (tufitas), estos dos últimos tipos los más abundantes.

También existen lentejones de 50 m. de potencia de lavas básicas (B) (espilitas y diabasas espilitizadas), masivas o de aspecto ovoide, a veces diaclasadas, poco esquistas, de color verde oscuro o azul verdoso si frescas, y pardo rojizas si meteorizadas. Poseen textura porfídica o diabásica con fenocristales de albita (espilitas) o de plagioclasa descalcificada (diabasas), en una matriz compuesta por abundante clorita, carbonatos, esfena y epidota entre otros y una gran cantidad de vacuolas o amígdalas rellenas de cuarzo y carbonatos. Menos frecuentes son las tobas básicas que no se han diferenciado en la cartografía, esquistas, de color rojo-verdoso, generalmente alteradas y porfídicas, con una potencia de 1 a 16 m. Tanto las tobas como las lavas presentan manchas verdes oscuras debido a la clorita, y diseminaciones de pirita.

También hay que destacar la presencia de pequeñas capas y nódulos de mineral de manganeso (óxidos de brillo metálico, peróxidos deleznable y tiznables en concreciones o pequeñas verrugas o gotas), de 1 a 10 cm. de potencia y extensión lateral de hasta varios metros e interestratificadas con las pizarras, y la presencia de lentejones de pirita sinsedimentaria en forma de nódulos y capillas de 2 a 7 cm., también interestratificadas con las pizarras en las que producen oxidaciones y "gossans" (pizarras gossinizadas) y sobre las que se efectuaron pequeñas labores mineras. Se localizaron igualmente pequeños niveles de jaspes (J_1) y chert.

En cuanto a la edad de la Formación Manzanito, vemos que su techo cuando no existe el C.V.S., se sitúa inmediatamente por debajo del horizonte de pizarras basales con fauna de Posidonomyas y Goniattites del Viseiense Superior (Hoja de La Palma del Condado) y su muro aunque desconocido abarca el Devónico Superior. Es decir, dicha formación es co-

mo poco Devónico Superior-Viseense Medio, y aunque su potencia es difícil de calcular, el mínimo sería del orden de 500-1.000 m.

2.2 COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)

El C.V.S. de la Faja Pirítica está constituido por rocas volcánicas ácidas (las más abundantes), intermedias y básicas submarinas, con niveles detríticos intercalados y plegados con las formaciones de muro y techo. Esta secuencia varía rápidamente de potencia y posee frecuentes cambios de facies (laterales y verticales) en la proporción de rocas volcánicas y sedimentarias. Tanto los yacimientos de sulfuros complejos como los yacimientos de maganeso (ambos admitidos como de origen singenético), se hallan contenidos en este C.V.S.

Las rocas volcánicas son realmente efusivas tal y como lo demuestran las estructuras y texturas de flujo observadas, la falta de acciones metamórficas de contacto con la roca de caja y las intercalaciones sedimentarias. Dichas intercalaciones, que indican la existencia de diferentes coladas volcánicas, la presencia ocasional de pillow lavas en las rocas básicas y de radio-larios en los jaspes y en las pizarras moradas, prueban el carácter submarino de las emisiones lávicas.

Estas intercalaciones sedimentarias de la misma edad que sus volcánicas acompañantes y perfectamente concordantes, son más abundantes a medida que nos vamos alejando de los centros efusivos, pues al disminuir la potencia de las coladas se produce un cambio de facies a pizarras.

A pesar de la dificultad en establecer un orden de sucesión de coladas, debido a que el volcanismo no ha tenido en toda la zona la misma intensidad, a la existencia de numerosos focos volcánicos que yacen muy próximos, a la pequeña extensión de las erupciones, originándose intercalaciones entre unas coladas y otras, y a la existencia de frecuentes cambios de facies al surgir las lavas a través de numerosas fracturas submarinas, se ha comprobado que a lo largo de todo el área investigada se puede dar un orden de deposición, habiéndose diferenciado cuatro formaciones o unidades en los materiales que constituyen el C.V.S., que de antiguas a modernas son:

- Volcanismo ácido e intermedio inicial.
- Volcanismo básico.
- Formación manganesífera.
- Volcanismo ácido final.

Como desde el punto de vista estratigráfico, el C.V.S. varía extremadamente de unas zonas a otras en la faja pirítica hispano-portuguesa, es imposible dar una secuencia válida para toda ella, existiendo diversos tipos de

sucesiones. La dada anteriormente es pues, la secuencia válida para la Hoja de Valverde del Camino. El establecer columnas estratigráficas correctas es casi imposible, debido a la variación de la intensidad del volcanismo de unos lugares a otros, a los cambios laterales y verticales de facies, al intenso plegamiento que enmascara la verdadera potencia y a la discontinuidad de ésta en los diferentes tramos de la serie. Por ello se han establecido varias columnas esquemáticas en aquellos sitios donde la serie es continua.

Es difícil con exactitud situar cronológicamente este C.V.S. considerado siempre como perteneciente a la transición Devónico-Carbonífero. Teniendo en cuenta que las rocas volcánicas son estratigráficamente superiores a los materiales portadores de los lentejones calcáreos, con fauna datada de Devónico Superior (MESEGUER PARDO, 1945; BOOGARD, 1975); que se sitúan concordantemente bajo las pizarras y grauvacas del Viseiense Superior; que los recientes estudios que SCHERMERHORN (1971) menciona sobre determinación de edades por métodos radiométricos en las rocas ácidas de la base de este C.V.S., dieron una edad Tournaisiense, llegando a la conclusión que la base del C.V.S. coincide con la base del Carbonífero y asignando al C.V.S. una edad comprendida entre el Tournaisiense y el Viseiense Inferior a Medio, y ante el hecho de no haber encontrado nuevos yacimientos fosilíferos que hubieran permitido un mejor grado de separación, se debe encajar toda esta formación volcánico-sedimentaria en el Carbonífero Inferior, parte media o baja. (Tournaisiense-Viseiense Inferior a Medio).

Las rocas volcánicas están constituidas por lavas ácidas, intermedias y básicas con sus piroclásticas correspondientes. El material sedimentario intercalada está constituido por pizarras arcillosas, pizarras silíceas, pizarras grafitosas, pizarras ferríferas, areniscas, grauvacas y radiolaritas (cherts).

2.2.1 Volcanismo ácido e intermedio inicial ($H v 1_{11-12}^{A-A}, P_1$)

Tiene gran extensión y potencia y es el portador de los principales yacimientos de sulfuros en la Hoja. Está constituido por rocas volcánicas de composición ácida e intermedia (rocas piroclásticas en mayor proporción que rocas lávicas) e intercalaciones sedimentarias.

Las manifestaciones volcánicas empiezan por emisiones importantes de rocas piroclásticas de granulometría variada en proporciones que varían de un sitio a otro, aglomerados, brechas, tobas esquistosas grises y verdosas groseras, medianas y finas apizarradas (tufitas). Es entre las tobas de este volcanismo inicial y a techo de las mismas donde se sitúan los yacimientos de sulfuros.

En las proximidades de los centros efusivos volcánicos predomina la granulometría mayor (aglomerados), pero a medida que nos alejamos de los mismos, la estructura porfídica de las rocas piroclásticas desaparece, disminuyendo el tamaño de los fragmentos y grano, pasando lateralmente a tobas medianas y finas que alternan con materiales sedimentarios.

Las rocas piroclásticas son de todo tamaño y constituidas por aglomerados, brechas y tobas. Los aglomerados y brechas están formados por cantos lávicos heterométricos de 10 y 20 cm., generalmente angulosos, otros redondeados, a veces fusiformes, orientados la mayoría de las veces paralelamente al plano de esquistosidad. Los clastos son de composición más ácida que la matriz tobácea que les engloba, que posee material fragmentario más fino.

Este episodio es de composición ácida (cuarzoqueratófidos, riolitas y riolacitas) e intermedia (queratófidos, traquitas y andesitas).

Al norte del anticlinorio de Valverde, esta formación está constituida por una potente secuencia de rocas volcánicas de tamaño grueso, frecuentemente aglomerados, brechas y tobas groseras, con clastos de hasta 20 cm. de composición ácida (riolita) en una matriz tobácea de tipo intermedio; a veces la composición de ésta es más próxima a la de rocas básicas (traquitas y andesitas) como sucede por ejemplo en las cercanías de El Pozuelo, no obstante sus características de afloramiento y su posición en la serie nos ha llevado a incluirlas en el volcanismo inicial. Alcanza gran potencia en los alrededores de El Pozuelo y Cortijo del Tintillo, va disminuyendo progresivamente de espesor hacia el este hasta llegar a ser de unos pocos metros e incluso desaparecer, situándose las rocas básicas de Berrocal directamente sobre la Formación Manzanito.

En el flanco norte del sinclinorio de Valverde, los afloramientos no son continuos ni potentes, por lo que el volcanismo básico se sitúa frecuentemente sobre las pizarras de la Formación Manzanito. Cuando aparecen dichas rocas volcánicas son de composición intermedia, predominando las lavas (porfídicas verdosas con disyunción ovoidea y constituyendo crestones) sobre las tobas. El cierre y flanco sur del sinclinorio de Valverde son tobas intermedias esquistosas porfídicas de color verde claro, con pequeñas zonas lávicas. Pero es a partir de la carretera Valverde-La Palma donde empieza a predominar el carácter ácido (riolitas y tobas riolíticas) sobre el intermedio (queratófidos) y en la corrida de Campanario hasta las arenas de Los Pinos, abundan las tobas cuarzoqueratófídicas esquistosas porfídicas de grano medio a grueso.

Las lavas ácidas son de colores claros, rosados o verdes azulados, de textura porfídica generalmente, en ocasiones vítrea, masivas, con un diacla-

samiento más o menos intenso u ovoideas. A veces se observa un bandeado de color que obedece a coladas de distinta composición depositadas sucesivamente. Generalmente los bordes de las zonas masivas o lávicas, son más esquistosos o tobáceos.

En la zona situada al norte de Campanario predominan los aglomerados y lavas bréchicas que ocupan las zonas más altas y pasan lateralmente a tobas esquistosas profídicas.

Las tobas tienen un tamaño de grano variable entre 4 milímetros y menos de 0,25 milímetros (tufitas) y debido a su carácter fragmentario, poseen una esquistosidad más neta que las lavas, pero en ocasiones son tan masivas como las mismas lavas, siendo difícil su distinción.

Los niveles sedimentarios que acompañan a las rocas volcánicas tienen potencia y extensión variable. La mayor parte corresponden a diferentes tipos de pizarras (P_1), desde pelíticas hasta las más silíceas, a veces ferríferas y demás variedades intermedias, también pizarras negras y pizarras "gossinizadas" en las proximidades de los yacimientos de sulfuros.

La potencia de esta formación oscila entre los 400 y los 1.000 m.

2.2.2 Volcanismo básico (H_{vb}^{A-A} , P_s , T_{vv}) 11-12

Normalmente aparece sobre el volcanismo inicial, aunque hay determinados lugares (Berrocal, cercanías de Valverde) donde se encuentra directamente sobre la Formación Manzanito. Alcanza un gran desarrollo formando coladas de gran extensión y potencia.

Está constituido por lavas (espilitas) de grano fino a medio, de elevada cristalinidad y generalmente poco porfídicas, de aspecto ovoide, poco esquistosas, de color verde oscuro o azul verdoso si frescas, y pardo rojizas si meteorizadas en cuyo caso presentan disyunción en bolas. Se reconocen frecuentes estructuras almohadilladas ("pillow lavas") de tamaño decimétrico (hasta 70 x 80 cm.), verdosas y de grano fino, lo que prueba el carácter submarino de este volcanismo. En algunos puntos se encuentran incluidos en este volcanismo rocas cuya composición y textura son idénticas a las pertenecientes al básico intrusivo, que ha intruido en él, siendo prácticamente similares de afloramiento.

A veces constituyen crestones pero en general forman depresiones ocupadas por suelos arcillosos rojizos y aptos para cultivos. En la zona sur, cerca de la mina de El Piñón, las lavas espilíticas presentan vacuolas elipsoidales de hasta 1 cm. rellenas de óxidos de hierro y nodulillos esferoidales de cuarzo de 2 cm.

Menos frecuentes son las rocas piroclásticas, predominando las brechas y aglomerados en el ángulo NE de la Hoja, sobre las tobas verdes-rojizas esquistosas de grano fino o porfídicas que no alcanzan representación cartográfica.

En el flanco norte del anticlinorio de Valverde alcanza gran desarrollo lateral formando numerosas estructuras; en el ángulo NE existe un amplio afloramiento que constituye una gran estructura sinclinal (Berrocal) apoyándose directamente sobre la Formación Manzanito, aunque donde existen cortes frescos (carretera de Marigenta a Berrocal) se observan generalmente unos pocos metros de rocas ácidas (volcanismo inicial) entre ambos.

Estrechamente asociadas a las rocas volcánicas básicas existen, en la parte norte, unas rocas de color verde y violeta (T_{VV}), esquistosas, de carácter piroclástico y de composición básica intermedia; a veces se encuentran gruesos cristales de cuarzo que destacan macroscópicamente de la matriz verde-violeta y su presencia parece ser debida a un proceso de silicificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenoclastos.

El mineral ferrífero produce la coloración violeta y la abundante clorita la verde. Según AYE (1974) estas rocas son el resultado de una alteración y recristalización de lavas básicas, correspondiendo sus distintas facies a la variación en los contenidos de hematites y clorita y al grado de recristalización.

Aunque siempre aparecen junto a las rocas básicas, sus relaciones geométricas varían de unos puntos a otros, pudiéndose encontrar encima o en cambio lateral de las mismas, como es el caso del Cabezo Barrito, al norte de la Hoja. En este lugar presentan un aspecto brechoide, estando constituidas por bloques de hasta 1 m. de lavas básicas, lavas ácidas y jaspes en una matriz tobácea verde-violeta.

También interestratificados con las rocas volcánicas básicas aparecen estrechos horizontes de 1 a 30 m. de pizarras grises arcillosas (P_s), pizarras silíceas y niveles de jaspes y de chert.

Se estima para el conjunto de la formación una potencia aproximada de 400-500 m.

2.2.3 Formación Manganesífera ($H \overset{A-A}{V}2$, $H \overset{A-A}{T-P}$, Pb, C_2 , Pm, J, $H \overset{A-A}{P}m$) 11-12 11-12 11-12

Es la portadora de los yacimientos de manganeso que se presentan al exterior asociados generalmente a jaspes. Esta formación está constituida principalmente ($H \overset{A-A}{T-P}$) por una alternancia de diferentes tipos de pizarras
11-12

(entre las que predominan las pizarras grises arcillosas, algunas con nódulos de óxidos de Mn y Fe), tobas ácidas esquistosas medianas, tobas finas apizarradas (tufitas), algunas tobas de composición intermedia, pizarras moradas y/o verdes, con intercalaciones de niveles calcáreos y lentejones de jaspe rojo. Predominan las tobas ácidas cuarzoqueratofídicas sobre las intermedias y no se descarta la posibilidad de que parte de las pizarras tengan procedencia piroclástica o mixta.

Existen grandes variaciones laterales y verticales de estas rocas, tanto en granulometría como en color y en composición, existiendo tramos con predominio de tobas y otros con predominio de pizarras. En la zona norte de la Hoja, afloran en una serie de sinclinales (Oriente-Cortijo de los Rubios, Guadiana-Palanco, etc.) y su diferenciación respecto al volcanismo inicial es clara cuando existe entre ambos el básico, pero si éste se acuña se ha seguido el criterio de considerar Formación Manganesífera cuando aparecen los primeros niveles pizarrosos continuos (área de Guadiana-Palanco) y las facies piroclásticas finas.

La formación tiene a su base o empieza con un volcanismo segundo ácido pero al subir en la formación la granulometría de las tobas decrece y aumenta la proporción de pizarra, apareciendo a techo un nivel muy continuo de pizarras moradas o cineritas, al que se le puede considerar como un importante nivel guía para todo el C.V.S.

En la zona de Membrillo Alto aparece en la base, sobre el volcanismo un nivel de pizarras negras basales (Pb) con nivelillos de chert.

El volcanismo segundo (H $\overset{A-A}{\underset{11-12}{V2}}$) apenas tiene desarrollo en la zona y cuando aparece lo hace generalmente sobre el volcanismo básico. Tiene un carácter marcadamente ácido y piroclástico, estando constituido por tobas ácidas que son las que predominan, esquistosas de grano fino o porfídicas, aunque aparecen también algunos términos intermedios. Corresponden en general a tobas cristalinas cuarzoqueratofídicas cuyas variedades son por diferencias en el tamaño o en la presencia o ausencia de clastos; normalmente los fenoclastos que contiene la roca son grandes pero escasos y a menudo son verdaderas cinerita. En la zona de el Cortijo de los Rubios, se ha incluido como perteneciente a este volcanismo el núcleo sinclinal prolongación del de Oriente, pues aunque no existen niveles pizarrosos, está constituido por facies piroclásticas muy finas en contraste con los aglomerados y tobas gruesas de carácter intermedio del volcanismo inicial de este área.

Los afloramientos de jaspes (J) son muy numerosos en esta formación, sobre todo en la parte norte (Guadiana, Palanco, Oriente, etc.) y muy característicos por su color rojo y su gran dureza que los hace destacar en el

relieve formando crestones. No poseen corridas largas (hasta 300 m.) y su potencia varía de varios centímetros a 50 m.; localmente poseen colores oscuros al estar mineralizados por óxidos y peróxidos de manganeso y óxidos de hierro, que fueron trabajados intensamente en el pasado. Arman entre pizarras de composición pelítica, tobas y tufitas y constituyen resaltes en las laderas y cimas montañosas al sobresalir entre las pizarras y lavas. Los colores más corrientes en los jaspes son los rojos, grises y rosados. Se observaron también niveles de chert de 10 cm. a 2 m. de potencia de colores negros.

Al sur de Sotiel y en la zona del Coto del Villar en la carretera de Valverde a Sotiel, aparecen lentejones de calizas y calcoesquistos (C₂) de 1 a 30 cm. de ancho, de pátina amarillenta y color marrón o gris oscuro con zonas rojizas de oxidación y vetillas de calcita, armando entre las pizarras de esta formación. Se trata de calcarenitas de grano medio a grueso.

Las situadas al sur de Sotiel presentan tallos de crinoides y fueron recientemente datadas por BOOGARD y SCHERMERHORN (1975) merced a una microfauna de Conodontos como pertenecientes al Viseense Inferior. Las especies determinadas fueron las siguientes:

Gnathodus cuneiformes, MEHL y THOMAS (1947).

Gnathodus semiglaber, BISCHOFF (1957).

Gnathodus typicus, COOPER (1939).

Geniculatus claviger, ROUNDY (1926).

Pseudopolygnathus triangulus pinnatus, VOGES (1959).

Metalonchodina bidentata, GUNNELL (1931).

Al igual que las calizas de la Formación Manzanito, también éstas fueron explotadas casi en su totalidad para la fabricación de cal, mediante calicatas y trincherones de 2 a 4 m. de anchura. Estos huecos son fácilmente localizados en foto aérea.

Las situadas en la carretera de Valverde-Sotiel no poseen Crinoides ni Conodontos, siendo más ferruginosas y de grano fino, pero se les ha considerado como pertenecientes a la misma formación y misma edad que las anteriores por su posición litoestratigráfica.

A techo de la Formación Manganesífera aparecen las pizarras moradas (H ^{A-A} Pm) que constituyen un nivel que aunque de potencia variable (5 a ₁₁₋₁₂ 25 m.), presenta una gran continuidad lateral y en ocasiones al faltar el volcanismo final, constituye el techo del C.V.S. Presentan un elevado contenido en óxidos de hierro diseminados e impregnando los componentes micáceos y en ocasiones se observa en ellas un punteado rojizo debido a la presencia de radiolarios. Existen también lentejones y estrechos niveles de

pizarras moradas (P_m) de 2 a 10 cm. de potencia entre las pizarras y tobas de esta formación.

En conjunto la potencia total de la formación oscila entre 300-700 m.

2.2.4. Volcanismo ácido tercero o final ($H_{11-12}^{A-A} V_3$)

A techo del nivel de pizarras moradas ($H_{11-12}^{A-A} P_m$) y concordante con él, se deposita la última fase efusiva de carácter ácido-intermedio que constituye el techo del C.V.S.

Se presenta en dos facies diferentes, así en el ángulo NO de la Hoja (río Odiel, Ribera del Villar) y en el ángulo SE (corrida al sur de Campanario), se presenta como una alternancia de tobas ácidas-intermedias esquistosas y porfídicas, tobas finas, tufitas apizarradas y pizarras arcillosas. Las tobas son generalmente verdosas con fragmentos cristalinos y líticos, bien estratificadas.

En Sotiel y en la corrida situada al sur de la carretera de Valverde-Calañas de gran continuidad lateral en toda la estructura del sinclinorio sur de Valverde, la facies está constituida por tobas porfídicas, gris verdosas de composición intermedia, lítico-cristalinas, poligénicas (con fragmentos pizarrosos), dando colores rojizos cuando están meteorizadas. Se presentan con disyunción ovoidea o en lajas groseras, constituyendo crestones o lomas altas, a veces son esquistosas y con bandeado. Van acompañadas por niveles pizarrosos y tobas esquistosas apizarradas de grano fino.

El espesor medio de esta formación puede estimarse en unos 100 m.

2.3 VISEIENSE SUPERIOR ($H_{12}^{A_3}, H_{12}^{A_3}$)

Aflora en las zonas suroeste y noroeste de la Hoja, depositado concordantemente sobre el C.V.S. y constituyendo estructuras sinclinales de dirección aproximada E-O con su flanco norte volcado. Ocupa aproximadamente el 10 por ciento de la superficie estudiada.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar dos unidades:

a) Una unidad inferior de pizarras basales con Posidonomyas y Goniatites ($H_{12}^{A_3}$).

b) Una unidad superior de alternancia de pizarras y grauvacas (turbiditas) con Posidonomyas y Goniatites ($H_{12}^{A_3}$).

a) La formación de pizarras basales está constituida por una laternancia de pizarras grises arcillosas (las más abundantes), pizarras limolíticas, limolitas, pizarras grafitosas, pizarras ferríferas, pizarras arenosas y a veces pequeñas tabletillas de 0,5 a 2 cm. de grauvaca de grano muy fino en límite con pizarra limolítica (los fragmentos de roca se confunden ya con la matriz). En ocasiones presentan colores amarillentos o blancuzcos de alteración y oxidación.

Se trata pues de pizarras en gran parte de composición pelítica, con alto contenido en mineral de hierro (ferríferas) y grafito (grafitosas). Su elevada proporción en material micáceo (sericita casi totalmente) hace que queden bien patentes los leves efectos de deformación, produciendo dos esquistosidades visibles, una principal de flujo y otra de fractura que produce micropliegues tenues (lámina delgada); también puede observarse la estratificación residual oblicua a la esquistosidad de flujo.

La limolitas presentan estructuras sedimentarias como ripples, laminación cruzada y estratificación normal, aunque esta última esté frecuentemente enmascarada no apreciándose en bastantes casos, manifestándose por un leve fajeado originado por los cambios del medio durante la deposición.

Al sur de Sotiel y constituyendo un estrecho sinclinal entre el volcanismo tercero o final, aparecen intercalados con las pizarras pequeños niveles cuarcíticos de 1 a 5 cm. de potencia, intensamente tectonizados, que debido a su mayor competencia se rompen al plegarse (transposición), dando un aspecto falsamente conglomerático.

Los yacimientos fosilíferos localizados en numerosos puntos de esta formación de pizarras basales, dieron una fauna constituida por Moluscos (Lamelibranchios y Cefalópodos) pistas de reptación y restos de cortezas vegetales reticuladas y tallos de plantas, de los que se han determinado las siguientes especies:

Lamelibranchios: *Posidonomya* sp.; *Posidonomya becheri*, BRONG; *Archanodon* sp.

Cefalópodos: *Goniatites orientalis*, LIBROVITCH; *Dombartites tectus*, LIBR.; *Goniatites choctawensis*, SCHUMAR; *Goniatites striatus*.

Huellas de reptación: *Chondrites* sp.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permite datar esta unidad como perteneciente al Viseense Superior.

La potencia mínima de esta unidad inferior se estima en unos 400 m.

b) La unidad superior también fosilífera está constituida por una mo-

nótona serie turbidítica de pizarras grises arcillosas y grauvacas, formando una serie alternante tipo flysch.

Las pizarras grises arcillosas alternan con pizarras limolíticas, pizarras arenosas, pizarras grafitosas y con niveles de 20 cm. a bancos de casi un metro de potencia, con corridas laterales de varias decenas de metros, de una grauvaca más grosera, conglomerática, gris verdosa a gris azulada a veces algo rojiza, frecuentemente con marcada esquistosidad, formando grandes lajas groseras, aunque a veces presenta una disyunción ovoide o en bolas. Se trata de grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a grueso, poco seleccionadas y constituidas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de roca y cristalinos. Los fragmentos líticos están constituidos por pizarras, cuarcitas y rocas volcánicas ácidas y básicas; los fragmentos cristalinos por cuarzo, albita y micas, principalmente.

El material detrítico posee pues fragmentos de rocas volcánicas que han de ser las situadas en el geoanticlinal de Aracena-Beja, área considerada como fuente de los materiales detríticos de los sedimentos del cinturón pirítico, lo que implica una erosión de estos materiales. Los tonos oscuros de las grauvacas son ocasionados por estos fragmentos de rocas (pizarras ferríferas, grafitosas y volcánicas básicas con abundante clorita) que en extensión muy amplia llegan en ocasiones a ocupar más del 70 por ciento de la roca.

Existe toda una serie gradual de tránsito, incluso milimétrica, desde las grauvacas a las pizarras, abundando ambos términos y los pasos intermedios de pizarras limolíticas y grauvacas de grano fino. Por disminución del material detrítico y aumento del intergranular, pasan a pizarras arenosas y a pizarras arcillosas puras. Algunas pizarras de esta unidad son altamente grafitosas y con elevada cantidad de material detrítico, fundamentalmente cuarzo, albita y mica blanca.

A pesar de que esta unidad superior no presenta una gran extensión ni existen buenos cortes por caminos y carreteras, sí se observan en las grauvacas parte de las estructuras sedimentarias descritas en la vecina Hoja de La Palma, que muestran todas las características clásicas de las turbiditas. Así en afloramientos próximos a los de esta Hoja de Valverde se observaban estructuras de erosión de corrientes o pre-depósito ("flute casts"); otras de depósito como estratificación graduada o grano-selección ("graded bedding"), laminación y estratificación cruzada ("cross bedding"), laminaciones a techo y muro, ondulaciones ("ripple marks"); y otras de deformación o estructuras post-depósito como huellas de carga o de presión ("load casts"), laminaciones retorcidas ("slumping" y "convolute lamination"). También se observa en las grauvacas la presencia de cantos blandos

de pizarra, redondeados, ovalados o angulosos de tamaño variable de hasta 2 x 7 cm., dando un aspecto conglomerático.

No se pueden identificar las turbiditas por una única característica sino por la suma total de muchas estructuras sedimentarias. La disminución del tamaño de grano en la vertical (existe granoselección casi en cada capa) y la superficie erosionada de la base de las grauvacas, indican que estas capas se depositaron por acción de corrientes de velocidad decreciente (corrientes de turbidez).

Desde un punto de vista sedimentológico hay tramos que presentan características de turbiditas proximales con ritmos de Bouma (BOUMA, 1962) predominantemente de tipo Ta-c y otros distales con ritmos del tipo Tb-e y Tc-e. Aunque la secuencia o ciclo de Bouma Ta-e está presente, no está a menudo completa y al predominar los ritmos del primer tipo podemos decir en general, que se trata de turbiditas proximales en las que la relación grauvaca/pizarra > 1 .

Estas secuencias Ta-e se interpretan como turbiditas sedimentadas a partir de suspensiones de sedimentos transportados por corrientes de velocidad decreciente. Esto conduce a interpretar el Viseiense como una secuencia turbidítica depositada en aguas profundas y con fuerte subsidencia.

La potencia mínima de esta unidad superior se estima en unos 600 m.

En los yacimientos fosilíferos hallados en esta unidad se determinaron las siguientes especies:

Lamilibranquios: *Posidonomya becheri*, BRONG; *Posidonomya* sp.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.

Son abundantes los restos de cortezas vegetales reticuladas y tallos de plantas. Todo ello permite datar esta unidad como perteneciente al Viseiense Superior.

Es frecuente que las pizarras de ambas unidades presenten nódulos negros margosos contenidos en la matriz arcillosa, de 10 a 20 cm. de longitud, generalmente con pirita y en ocasiones con fósiles. Existen también rellenos de cuarzo de exudación introducidos a favor de la esquistosidad y rellenando fracturas.

En cuanto a la edad cronoestratigráfica el fósil guía para esta formación Viseiense es la *Posidonomya becheri* que se presenta en valvas separadas, en posición convexa y a menudo agrupadas en la superficie de las pizarras, más frecuentes en las pizarras basales aunque también se hallan en las pizarras intercaladas con grauvacas. Las especies de *Goniatites* son menos abundantes.

El conjunto Viseiense tiene una potencia mínima estimada en unos 1.000 m.

2.4 Terciario

Sobre los materiales paleozoicos de la Formación Manzanito, del Complejo Volcano Sedimentario y del Viseense Superior, se encuentran en la parte sur de la Hoja varios afloramientos de sedimentos detríticos neógenos, que marcan el límite septentrional de la transgresión miocena que ocupó toda la cuenca del Guadalquivir.

Yacen en posición subhorizontal o ligeramente buzantes hacia el sur y debido a la erosión actual constituyen una especie de "mesas planas" a una altitud media de 240-250 m. sobre el nivel del mar.

En la cartografía se han distinguido dos tramos, ambos de reducido espesor, aparte de un "gossan transportado".

2.4.1 Gossan transportado (T^{Bc3-Bc}_{Gs}) 11-12

En la Mesa o Suero de las Herrerías al SE de Valverde del Camino, casi en el borde de la Hoja, aparecen una mesa de gossan transportado, depositado de forma discordante sobre las pizarras de la Formación Manzanito. Está constituido por una pequeña masa de hidróxidos y óxidos de hierro compactos (limonita, hematites y geotita) de raya roja y marrón, observándose también en puntos aislados peróxidos de manganeso tiznables de negro.

En el siglo pasado, pensando seguramente que sería un gossan autóctono, se efectuaron labores varias como pocillos de 2 a 6 m., calicatas, dos socavones que atraviesan la Mesa y varios pozos de 15 a 20 m. de profundidad.

En su extremo oriental se observa sobre él un pequeño afloramiento horizontal de arenas, gravas y costras ferralíticas del término siguiente, por lo que se le asigna la misma edad.

2.4.2 Tortoniense Superior-Andaluciense (T^{Bc3-Bc}₁₁₋₁₂)

Aflora al SO de la Hoja en las zonas de Los Pinos, La Bomba y La Melera. En esta última, al sur de la Venta de Las Tablas, se distinguen dos niveles:

— Uno superior constituido por conglomerados, arenas y arenas con gravas, de potencia variable y color blanco-amarillento. En los conglomerados los cantos son de cuarzo, elipsoidales y bien redondeados, con un tamaño medio de 2 a 3 cm., llegando a veces hasta los 6 cm. y la matriz

arenosa; frecuentemente rellenan paleocanales de hasta 2 m. de potencia y de rápido acuñamiento lateral. En las arenas se observa una grosera estratificación cruzada de bajo ángulo y son frecuentes las costras ferralíticas.

– Un nivel inferior de arenas limosas, limos y arcillas de color rojovinoso, apoyado directamente sobre el Paleozoico.

Ambos presentan frecuentes cambios de facies tanto en horizontal como en vertical, así como espesores diferentes según el paleorrelieve subyacente; en general su potencia total no suele superar los 40-50 m.

Esta litología contrasta fuertemente con la de los afloramientos situados más al sur (Hoja núm. 982, La Palma del Condado), pues mientras en la Hoja de Valverde son terrígenos y de ambiente predominantemente continental, allí son normalmente carbonatados (biomicruditas, biomicritas arenosas y areniscas calcáreas bioclásticas). En cuanto a la fauna (macro y micro) abundante al sur, aquí es escasa y poco representativa; se han localizado algunos ostreidos, lo que unido a los datos de zonas próximas se ha considerado dar a esta formación como perteneciente a la facies transgresiva del Tortoniense Superior-Andaluciense, aunque con grandes reservas, ya que litológicamente se asemeja más a las formaciones superiores que describiremos seguidamente, sobre todo a la "Formación roja" de la base del Cuaternario.

2.4.3 Pliocuaternario ($T_2^B - Q$)

Aparece al SO de la Hoja en pequeños afloramientos tapizando una serie de colinas en Campanario y en Las Gamonosas, y constituidos por cantos de tamaño variable en una matriz rojiza arenoso-arcillosa.

Los cantos son de litología diversa (cuarzo, cuarcitas, pizarras y rocas volcánicas), redondeados, angulosos y mal clasificados (de 2 ó 3 cm. hasta 30 cm.). Su potencia total no suele exceder de los 5-8 m.

No están en contacto con ninguna otra formación neógena y carecen de fauna, por lo que su ubicación temporal es dudosa; no obstante por su diferencia litológica con el término anteriormente descrito, su carácter claramente continental y su semejanza con materiales parecidos de otras áreas, le atribuimos una edad Pliocuaternaria.

2.5 CUATERNARIO

Dentro del Cuaternario se ha diferenciado:

– Glacis superior (Q cg).

- Aluvial (Q Al).
- Gossan actual (Q Gs).
- Sedimentos antrópicos (Q Sa).

2.5.1 Glacis superior (Q cg)

Sobre la facies transgresiva finimiocena del SO y coronando sus partes más altas existe un glacis constituido por areniscas y arenas de coloración roja y potencia variable, de 1 a 10 m.

Se observa en algunas canteras pequeñas, estratificación cruzada, paleocanales y bancos de conglomerados.

Sus características petrográficas, estructuras sedimentarias, su color, etc., nos llevan a considerar un origen fluvial intermitente, con escasas canalizaciones definidas y posiblemente sea un tipo de red dendrítica generalizada con fuertes fluctuaciones energéticas.

Por criterios regionales le atribuimos una edad cuaternaria, si bien es cierto que sus niveles más bajos pueden corresponder al Plioceno. Ambas posibilidades no son descartables ya que su aparente concordancia con la facies transgresiva pueden inducir a pensar que se trata de un Pliocuaternario.

2.5.2 Aluvial (Q Al)

Aunque la Hoja está atravesada por los ríos más importantes de la provincia (Tinto y Odiel), pocos sedimentos han acumulado en su recorrido, estando sus cauces prácticamente limpios o con grandes bloques de los materiales adyacentes. En determinados lugares se observan costras ferruginosas (gossan actual) y pequeños depósitos de limos, gravas y arenas subredondeadas y heterométricas, de cuarzo, cuarcitas y rocas volcánicas.

2.5.3 Gossan actual (Q Gs)

En la aldea de Sotiel se observa en ciertos tramos de las márgenes del arroyo junto a la carretera y en una vaguada al norte de la corta Tiberio, un gossan actual, constituido por una masa compacta de óxidos e hidróxidos de hierro.

Su depósito a diferentes cotas puede interpretarse como correspondiente a los estadios sucesivos de erosión fluvial.

2.5.4 Sedimentos antrópicos (Q Sa)

Constituidos por las escombreras de algunas minas y los "morrongos" (zona de Las Viñas al norte de Sotiel) que son acumulaciones de residuos (cenizas) procedentes de la tostación al aire libre de las piritas durante el siglo pasado.

3 TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al extremo SE del cinturón pirítico hispano-portugués, ha sido afectada por la orogenia Hercínica de dirección ONO—ESE en España y NNO—SSE en Portugal. Dicha orogenia muestra a lo largo de la Faja Pirítica, en dependencia con la competencia y nivel estructural de los materiales, deformaciones varias, cuya intensidad y extensión varían de unos lugares a otros e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

Además de las deformaciones producidas por esfuerzos de tipo tangencial existe, en el tránsito Devónico-Carbonífero, un levantamiento de la cuenca de tipo epirogénico, que da lugar a fenómenos de "slumping" y a la formación de brechas y conglomerados intraformacionales, previos a las emisiones volcánicas.

No obstante, las estructuras que condicionan la disposición actual de los materiales son el resultado de la superposición de tres fases tectorogénicas, existiendo un metamorfismo regional de bajo grado sincinemático con la primera fase.

El plegamiento es muy intenso habiendo afectado a todas las formaciones paleozoicas y formando estructuras con vergencia sur, generalmente volcadas.

Se han realizado un estudio detallado de los datos mesoscópicos estructurales (superficies y linearidades), habiéndose encontrado a lo largo de la zona tres grupos distintos de estructuras de estilo claramente diferente, datos que convenientemente proyectados y unidos a los cartográficos nos permiten conocer la geometría del área.

3.1 ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Es difícil establecer la estructura detallada de la Hoja, debido tanto a la ausencia de niveles guía como a los bruscos cambios laterales y verticales de las rocas volcánicas.

De la cartografía, destaca en primer lugar el amplio afloramiento devono-dinantiense que ocupa toda la parte central y sur-oriental constituyendo un gran núcleo anticlinorio.

Hacia el norte aparecen una serie de pliegues, con direcciones que oscilan entre N 110° E y N 120° E, vergentes hacia el sur, entre los que cabe destacar: sinclinal y anticlinal de Barranco de los Bueyes-Castillo Buitrón; sinclinal de Oriente-Cortijo de los Rubios; anticlinal de El Buitrón; sinclinal de Casa de Juan Luna; sinclinal de Guadiana-Palanco; sinclinal de Berrocal, etc.; que generalmente poseen un flanco normal y otro invertido, llegando a veces este último a romperse, dando lugar a fallas inversas longitudinales. Su estilo varía, según la competencia de los materiales afectados, de muy apretados con flancos casi paralelos como es el caso del sinclinal con núcleo de Culm de casa de Juan Luna a laxos y muy abiertos como el que afecta a rocas básicas de Berrocal.

En el flanco sur del anticlinorio (ángulo SO) destacamos las siguientes estructuras de dirección N 100°-110° E y hundimiento al oeste: Sinclinorio arqueado del Sur de Valverde con flanco norte volcado y núcleo de Viseiense Superior y anticlinorio de Los Cristos, volcado, con núcleo devono-dinantiense y flanco sur volcánico adelgazando progresivamente hacia el SE, llegando a desaparecer como formación continua en la Hoja de La Palma del Condado.

Por último el anticlinal de segunda fase de Sotiel que pliega la esquistosidad. Posee una dirección aproximada de N 110° E y hundimiento de 20°-30° al este, con el flanco sur más empinado que el norte.

Generalmente los ejes se inclinan hacia el oeste y la estratificación (S_0) está frecuentemente enmascarada, siendo la esquistosidad de primera fase (S_1) la estructura más prominente.

Aunque la estructura general es la producida por una fase de plegamiento (fase 1ª), existen otras posteriores (2ª y 3ª) que dan lugar en determinadas áreas a un replegamiento de la primitiva.

Destacan también en la cartografía, la existencia de una importante red de fracturas y fallas de desgarre que representan los últimos acontecimientos de la orogenia y aunque las hay muy espectaculares (falla Eduardo, al NE), producen tan sólo ligeros desplazamientos.

3.2 FASES DE LA DEFORMACION HERCINICA

Como ya se ha indicado existen en el área tres fases de deformación con importancia decreciente de la primera a la última.

3.2.1 Primera fase

Da lugar a pliegues de dirección N 90°-130° E, vergentes al sur o suroeste y a una esquistosidad longitudinal (S_1) de plano axial a ellos asociada. Los ejes $L_1 = B_{S_0}^{S_1}$ no siempre son rectilíneos, presentando a veces ligeras inflexiones (sinclinal de Berrocal, sinclinorio del sur de Valverde). La intersección de S_1 con S_0 origina una fina estriación sobre la última. Se han observado también estructuras "mullions" cuya lineación coincide con L_1 .

La esquistosidad S_1 de flujo, síncrona con el metamorfismo regional epizonal, está uniformemente representada en todo el área y con frecuencia enmascara a la estratificación S_0 . Posee una dirección N 100°-120° E con un buzamiento 55°-80° generalmente al norte y se desarrolla perpendicularmente a la dirección de compresión mayor. A veces es subparalela a S_0 .

A escala microscópica se manifiesta por una orientación preferente de minerales micáceos y cuarzo. Se encuentra mucho más desarrollada en los materiales pizarrosos y piroclásticos finos, donde prácticamente es la única anisotropía de la roca, que en rocas competentes, como lavas, grauvacas y cuarcitas en los que se refracta, dando lugar a una esquistosidad de fractura sigmoidal.

Análogamente a la esquistosidad, el tipo de pliegues resultantes varía según la competencia de los distintos materiales, desde aquéllos con flancos paralelos y charnelas engrosadas de tipo similar a concéntricos en materiales competentes, predominando los pliegues volcados al sur, de flancos normales largos y volcados cortos que nos dan la tónica del plegamiento. Escala variable de milimétrica a métrica.

En la Formación Manzanito (Devónico Superior-Carbonífero Inferior), en zonas de finas alternancias cuarcíticas con pizarras, se observan muy a menudo fenómenos de trasposición, así como cantos y brechas intraformacionales alargados según la dirección de máxima pendiente de S_0 .

En los aglomerados del volcanismo inicial, los clastos están aplanados y alargados según la dirección de máxima elongación (eje $b = L_1$).

3.2.2 Segunda fase

Menos intensa y desarrollada que la anterior, pliega la esquistosidad de flujo S_1 , localmente, de manera discontinua, con intensidad y forma variable según deformaciones homooxiales. A ella se debe la esquistosidad longitudinal de fractura S_2 o plano axial de los pliegues de esta segunda fase, de buzamiento generalmente sur. Los promedios de las medidas efectuadas son para S_2 : N 105° E con 60° S de buzamiento y para $L_2 = B_{S_1}^{S_2}$ (ejes de pliegues en V de S_1): 22° N 280°-300° E (véase diagrama 7).

A escala macroscópica, una estructura representativa de esta fase es el amplio y asimétrico anticlinal de Sotiel, en el que la S_1 está plegada (fig. 1).

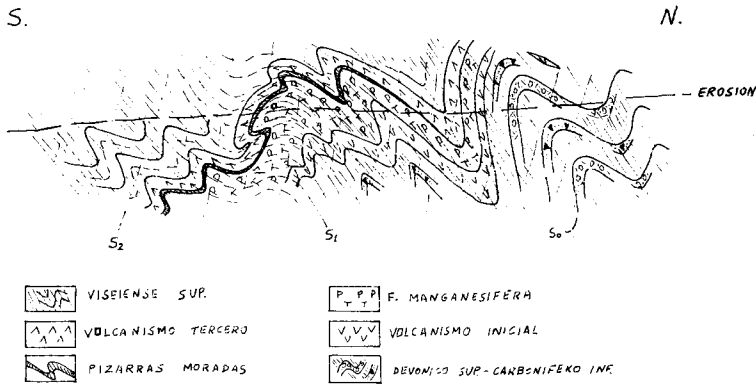


Fig. 1

A escala mesoscópica estos pliegues son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud de escala milimétrica a métrica (pliegues en V o Kink folds) de S_1 , coaxiales con la primera deformación. Esta segunda fase produjo también una crenulación en las pizarras, a veces intensa y desarrollada coincidente con los ejes de pliegues de S_1 (véase diagrama 7). Esta crenulación es producida por un plano coincidente con el plano axial de los pliegues en V. La crenulación afecta al mosqueo producido por el básico intrusivo en las pizarras y tobas encajantes.

Esta fase no afecta uniformemente todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de bandas longitudinales E-O. Una de estas bandas con zonas plegadas, fracturadas y trituradas se ha señalado en el mapa como una "zona de cizalla".

Los rellenos de cuarzo de exudación de hasta 10 cm. de potencia, introducido a favor de la esquistosidad S_1 , más o menos sincrono con ella,

están plegados y afectados por la S_2 . También se observaron rellenos de cuarzo introducidos a favor de los planos axiales de los pliegues en V.

3.2.3 Tercera fase

Origina una esquistosidad transversa de fractura (S_3) de dirección nor-teada, muy espaciada, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo, pero su presencia está confirmada por la existencia de una crenulación local, suave y poco penetrativa en la S_1 , perpendicular a L_1 y que debe estar asociada a esta fase, y en los diagramas, por la dispersión lateral de los polos de S_0 respecto a su círculo máximo y por el cabeceo de los ejes de la primera fase (L_1) y segunda fase (L_2) hacia el este y el oeste, interpretándose como un coblamiento de las L_1 y L_2 por una fase posterior y sensiblemente ortogonal a ellas.

A escala de afloramiento, los pliegues son poco frecuente, se han encontrado en recorridos o cortes paralelos a la dirección axial y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S, ortogonales a los de la primera y segunda fase y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE-ONO. Las direcciones de estas S_3 (plano axial de los pliegues de esta tercera fase) y $L_3 = B_{S_0}^{S_3}$ se han proyectado en el diagrama 8.

En cuanto a la cronología relativa entre las estructuras de las fases 2ª y 3ª es difícil de determinar, pues en ningún caso se han observado interferencias mutuas. Algunos autores han intercambiado el orden aquí descrito, designando como segunda fase la N-S y como tercera la E-O que produce la esquistosidad de fractura. En la presente Hoja se ha seguido el criterio teniendo en cuenta la magnitud y el desarrollo alcanzado por las deformaciones, de modo que las estructuras E-O, más penetrativas y con pliegues importantes (Sotiel), pensamos que son anteriores a las N-S, cuya deformación (suaves ondulaciones) es mínima.

3.3 GEOMETRIA DEL PLEGAMIENTO. ANALISIS- β

A escala mesoscópica las superficies de estratificación S_0 son las estructuras más importantes, sus posiciones definen el estilo de deformación. El estudio estadístico de la geometría mesoscópica de S_0 revela la geometría y orientación de las estructuras megascópicas en el área. El área megascópica debe ser homogénea con respecto a una o más estructuras penetrativas. El objeto de este estudio es encontrar áreas monoclinicas estadísticamente

homogéneas con respecto a β . Esto puede ser establecido dividiendo el área en pequeños dominios homogéneos, que posteriormente son agrupados en otros mayores. El área ha sido dividida en tres dominios correspondientes a regiones con direcciones axiales sensiblemente paralelas y efectuando el análisis de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales (estratificaciones, esquistosidades y lineaciones) en cada uno de ellos (fig. 2). Esto hace posible la obtención de una imagen clara de la orientación de dichos elementos en cada dominio y de sus variaciones de uno a otro. Los resultados son combinados para dar la geometría megascópica del área com-

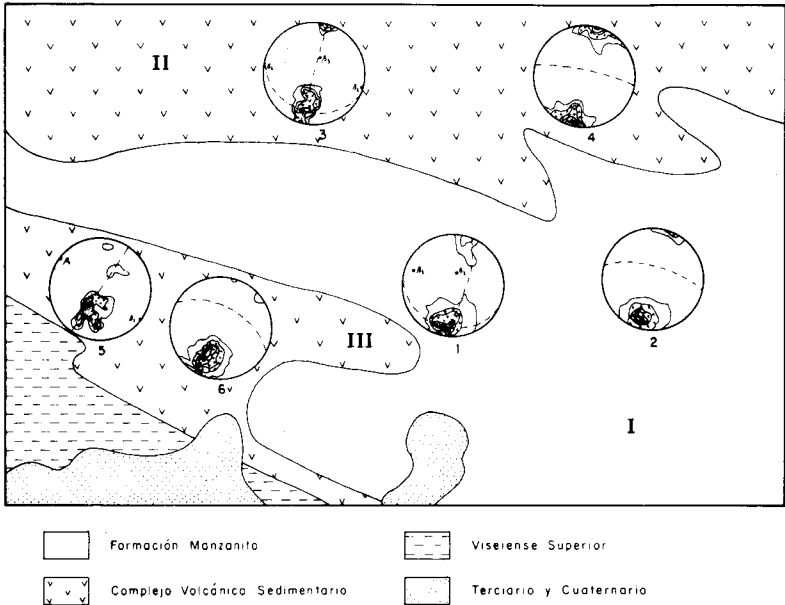


Fig. 2.— Dominios y diagramas estructurales de las estratificaciones, esquistosidades y lineaciones en la Hoja de Valverde del Camino.

pleta. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales (falsillas Schmidt y Lambert).

3.3.1 Geometría del dominio I (Formación Manzanito)

En el diagrama 1 se han proyectado 333 polos de S_0 , que definen un eje β_1 hundiéndose 20° en dirección N 288° E, representando el eje estadístico del primer plegamiento. El diagrama muestra las ramas volcadas hacia el sur

de los pliegues de esta primera fase que constituyen un máximo (9,3 por ciento) correspondiente a una posición N 104° E y buzamiento de 70° N, siendo el otro máximo el que debe representar las ramas normales, correspondiente a una posición N 92° E con 60° N de buzamiento. El pequeño porcentaje de polos correspondientes a planos de estratificación con buzamiento sur, se debe principalmente al predominio de pliegues volcados al sur y también a la desaparición en muchos casos de la rama buzante sur de los pliegues por erosión o por fallas con buzamiento norte, apareciendo como normal el que las capas que forman las estructuras originen una sucesión ininterrumpida de ramas que buzán al norte.

Los polos no están distribuidos sobre un círculo máximo por lo que el plegamiento no es cilíndrico. La dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo P_1 , o lo que es igual, la distribución de los polos a lo largo del plano P_2 (N 105° E, 20° S) indica la existencia de una deformación posterior de tendencia NNE-SSO, definida por un eje β_3 que se hunde 70° en dirección N 14° E y es aproximadamente ortogonal a β_1 ($\beta_1 \wedge \beta_3 = 86^\circ$). También se observa este fenómeno en el sentido del "plunge" de las 203 lineaciones medidas L_1 , que deberían hundirse invariablemente hacia el oeste si el plegamiento hubiera sido cilíndrico y presentan una dispersión acusada y con hundimientos hacia el este y oeste.

La casi geométrica coincidencia entre el eje β_1 y la mayoría de las 203 L_1 , sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la primera fase.

En el diagrama 2 se han proyectado 317 polos de S_1 , mostrando un máximo (17,3 por ciento) correspondiente a una posición N 104° E con un buzamiento de 70° N. Dicho máximo está situado en posición simétrica respecto los dos máximos (ramas normales y ramas volcadas) del diagrama 1, y además dicha esquistosidad S_1 contiene al eje β_1 , es decir, es subparalela al plano axial de la estructura definida por los polos de S_0 .

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio muestra evidencia de dos deformaciones superpuestas. Estadísticamente la deformación posterior produjo replegamiento de las primitivas L_1 , causando la actual tendencia en el área. Considerando la orientación de los S_0 con respecto al eje β_1 , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, ya que el único elemento de simetría es el plano P_1 (N 19° E, 70° S) normal a β_1 , pero si los efectos de la última deformación son tenidos en cuenta, la simetría es triclinica.

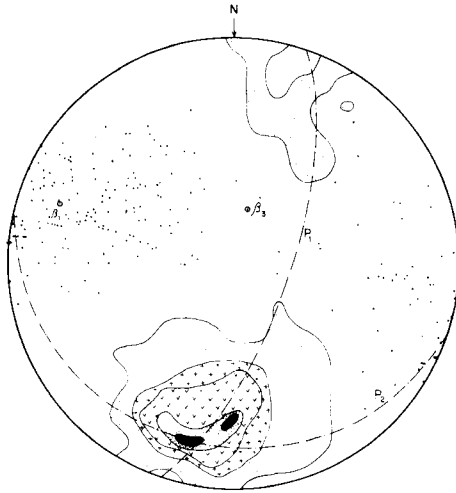


DIAGRAMA 1- 333 polos de S. (contornos 1,4,6,8,9%) y 203 L₁ en la Formación Manzanito

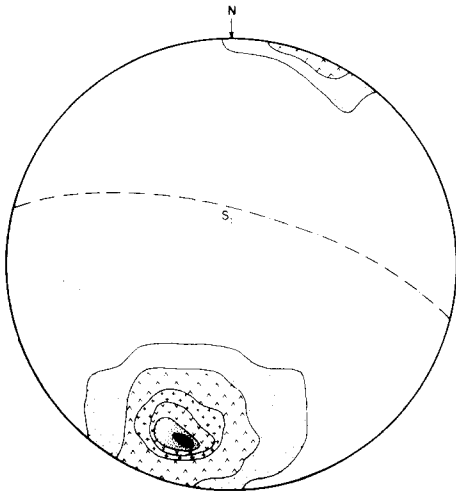


DIAGRAMA 2- 317 polos de S₁ (contornos 1,4,8,12,14,17%) en la Formación Manzanito

3.3.2 Geometría del dominio II (Complejo Volcánico Sedimentario de la zona norte)

En el diagrama 3 se han proyectado 60 polos de S_0 y 29 L_1 , definiendo un eje β_1 horizontal en dirección N 287° E. El diagrama muestra asimismo el tipo de pliegues que observamos en el campo, pliegues volcados, con las ramas normales constituyendo un máximo (10 por ciento) correspondiente a una posición N 110° E con 64° N de buzamiento, y las ramas volcadas constituyendo otro máximo correspondiente a una posición N 107° E y buzamiento vertical. Las ramas volcadas o las que buzan al sur presentan buzamientos más fuertes que las ramas que buzan al norte. Como en el diagrama 1, el pequeño porcentaje de polos correspondientes a planos de estratificación con buzamiento sur, se debe al predominio de pliegues volcados al sur y a que gran parte de las ramas sur de los pliegues fuesen eliminadas por fallas con buzamiento norte.

El cabeceo de los 29 ejes medidos y la dispersión lateral de los S_0 en torno al círculo máximo P_1 (N 17° E, vertical), distribuyéndose a lo largo del círculo máximo P_2 (N 110° E, 26° S) muestra la existencia de un movimiento tectónico posterior de eje β_3 que se hunde 64° N en dirección N 20° E y que forma un ángulo de 87° con β_1 .

Los 90 polos de S_1 (diagrama 4) están concentrados en un máximo (18,8 por ciento) correspondiente a un rumbo N 101° E y 80° N de buzamiento y está situado en posición simétrica respecto a los dos máximos (ramas normales y volcadas) del diagrama 3. El S_1 así definido, es estadísticamente subparalelo al plano axial de la mayor estructura definida en el diagrama 3.

Este dominio pone también de manifiesto la existencia de dos deformaciones superpuestas. La primera deformación produjo pliegues a lo largo de un eje β_1 y la otra a lo largo de un eje β_3 . La fábrica megascópica total parece tener simetría triclínica.

3.3.3 Geometría del dominio III (Complejo Volcánico Sedimentario de la zona sur)

En el diagrama 5 se han proyectado 51 polos de S_0 que definen un eje β_1 horizontal en dirección N 305° E. La mayor parte de los S_0 con un máximo (13,7 por ciento) corresponden a una dirección de N 125° E con 30° N de buzamiento. El diagrama muestra también las ramas volcadas hacia el sur de los pliegues de esta primera fase, que constituyen un submáximo (9,8 por ciento) correspondiente a una posición N 98° E y buzamiento de

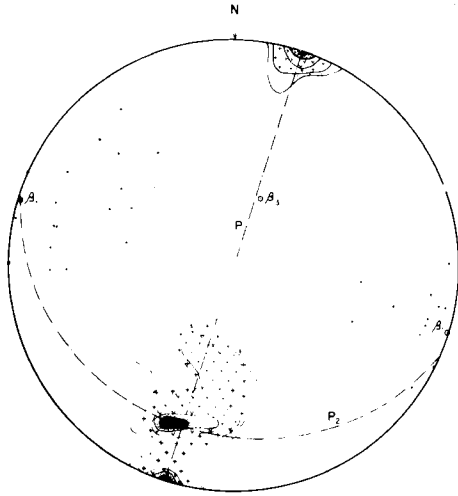


DIAGRAMA 3- 60 polos de S_0 (contornos 2,4,6,8,10%) y 29 L en el Complejo Volcánico Sedimentario de la Zona Norte

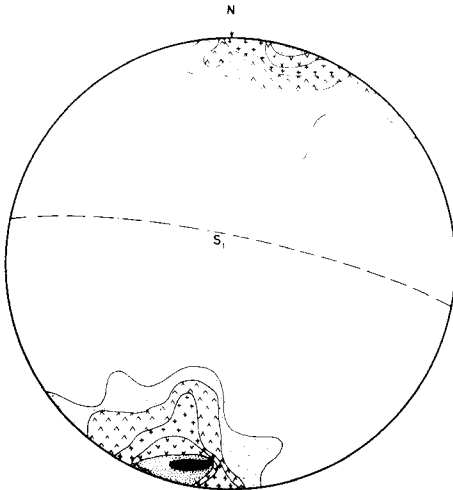


DIAGRAMA 4- 90 polos de S_1 (contornos 2,4,8,12,15,18%) en el Complejo Volcánico Sedimentario de la Zona Norte

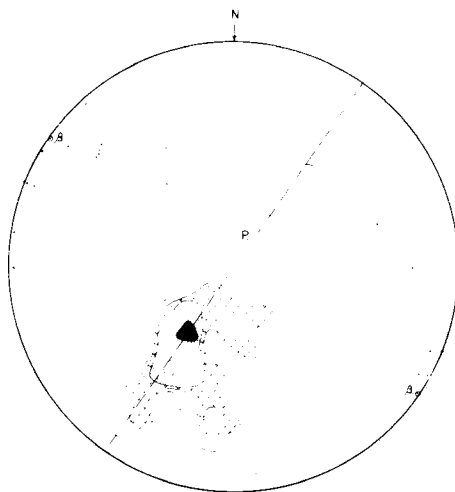


DIAGRAMA 5 - 51 polos de S (contornos 2,4,8,13%) y 21 L. en el Complejo Volcánico Sedimentario de la Zona Sur

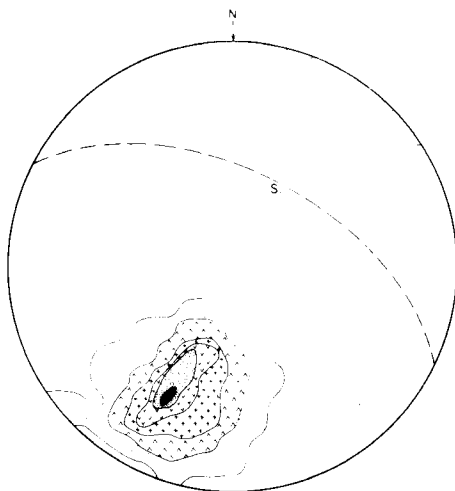


DIAGRAMA 6 - 113 polos de S, (contornos 1,4,8,11,14,16%) en el Complejo Volcánico Sedimentario de la Zona Sur

58° N, de forma que la rama invertida o la que buza hacia el sur, si el pliegue no es volcado, presenta buzamientos más fuertes.

La dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo P_1 y el cabeceo de las 21 L_1 hacia el este y oeste, muestran la existencia de una deformación posterior de dirección noroesteada.

Los 113 polos de S_1 (diagrama 6) forman en este dominio una concentración (16, 8 por ciento) correspondiente a una posición N 117° E con un buzamiento de 55° N. Dicho máximo está situado en posición simétrica respecto del máximo (ramas normales) y submáximo (ramas volcadas) del diagrama 5, por tanto dicha S_1 es subparalela al plano axial de la mayor estructura definida en el diagrama 5.

3.4 SINOPSIS DE LA GEOMETRIA ESTRUCTURAL

En la figura 2 se puede ver que los diferentes diagramas construidos para las estructuras más penetrativas medidas (S_0 , S_1 , L_1), son homogéneos con respecto a las correspondientes estructuras y que no difieren prácticamente unos de otros respecto a las mismas. Todo los dominios son estadísticamente homogéneos respecto a β_1 , existiendo poca variación en cuanto a su dirección y hundimiento, por lo que resulta obvio la construcción de los diagramas sinópticos de la geometría macroscópica de S_1 , S_2 y L_1 . La comparación de las subfábricas de los diferentes dominios revela que todas las estructuras mantienen prácticamente una dirección constante a lo largo del área.

De la figura 2 deducimos las siguientes relaciones geométricas entre planos y ejes:

— El β_1 regional que se hunde suavemente en dirección N 295° E, yace muy próximo al $B_{S_0}^{S_1}$ regional, por lo que a pesar de la presencia de las deformaciones posteriores, la región como un conjunto, está todavía plegada por la primera fase.

— El β_3 regional se hunde 66° en dirección N 17° E, siendo el ángulo entre β_1 y el superpuesto β_3 constante y de 87°. Ambas deformaciones son prácticamente ortogonales.

— El S_1 pasa a través de β_1 . Esto está de acuerdo con el reconocimiento de las S_1 como superficies axiales de los pliegues $B_{S_0}^{S_1}$.

— La superficie estudiada se comporta estadísticamente como un cuerpo homogéneo, por ser homogéneo con respecto a S_0 , S_1 y L_1 , siendo cada una de dichas estructuras un elemento de fábrica de la escala macroscópica y definiendo su orientación preferente una subfábrica en el cuerpo geológico.

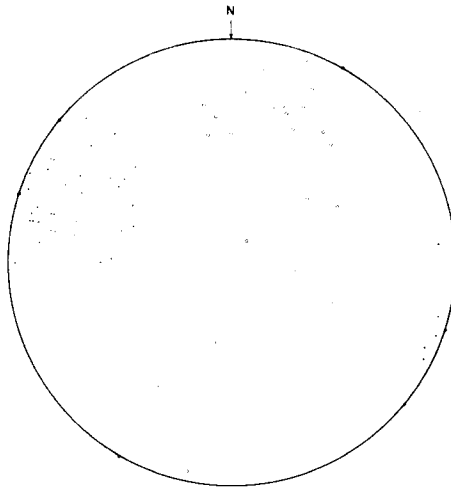


DIAGRAMA 7 - Segunda fase de deformación:
 - 41 L_2 (pliegues en V y crenulaciones)
 - 25 polos de S_2
 En la zona de estudio

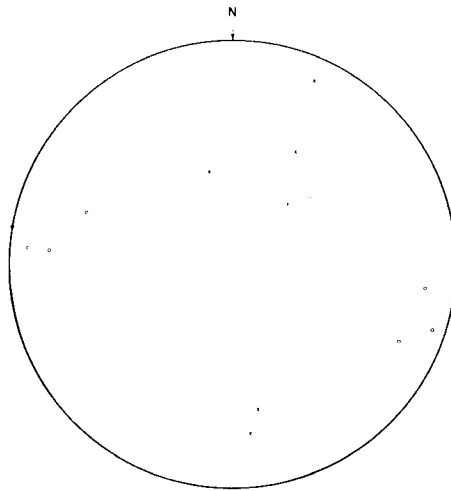


DIAGRAMA 8 - Tercera fase de deformación
 - 6 L_3
 - 7 polos de S_3
 En la zona de estudio

Las estructuras de la primera generación son monoclinicas en la escala del área completa.

— La geometría estructural del área completa es triclinica, debido a la presencia de más de un grupo de estructuras lineales.

— El cabeceo hacia el este y el oeste de las lineaciones L_1 de la primera deformación y L_2 de la segunda, indica la existencia de una fase posterior de deformación que originó replegamiento de las primitivas L_1 y L_2 de tendencia NNE-SSO.

3.5 SINTESIS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos coaxiales y uno posterior ortogonal (tectónica de ejes cruzados). En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, corresponde a la orogenia Hercínica probablemente en su fase Astúrica (SCHERMERHON, 1971, fija la edad de esta fase en el Westfaliense Medio), originando una intensa deformación con una serie de anticlinales y sinclinales apretados de vergencia sur y dirección ONO-ESE o E-O, generalmente volcados. La segunda fase origina pliegues coaxiales con los anteriores y la tercera fase pliegues abiertos de dirección NNE-SSO o N-S ortogonales a los anteriores (cross folding). De lo dicho se deduce que el plegamiento de la zona no es cilíndrico. Contemporáneamente a la orogenia se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita y se produjeron fallas longitudinales a menudo inversas de buzamiento norte, que determinan la superposición de formaciones más antiguas sobre otras más modernas, fallas transversales y dos grupos de fallas conjugadas (NNE-SSO y NNO-SSE) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores.

No se han encontrado en la zona evidencias de los cabalgamientos observados en Aljustrel (Portugal), descritos por SCHERMERHORN y STANTON (1969), correspondientes a una primitiva fase de deformación anterior a la fase orogénica principal.

Aparentemente los sedimentos del Terciario y Cuaternario no están afectados por la tectónica. Son series subhorizontales sin aparente dislocación y levemente basculados al sur como consecuencia de fenómenos de tipo epirogénico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La evolución paleogeográfica y tectónica de esta zona es difícil de establecer a partir de los datos de la misma, por aflorar tan sólo materiales pertenecientes al Devónico Superior-Carbonífero Inferior y al Mioceno Superior-Plioceno, faltando toda la serie estratigráfica predevónica superior y la comprendida entre el Carbonífero Inferior y Mioceno Superior, que unido a la intensa deformación hercínica y a la escasez de fósiles representativos, dificulta la reconstrucción del ambiente y medio de depósito de estos materiales. No obstante a partir de datos que conocemos de otras zonas de la Faja Pirítica y de los aportados por otros autores intentaremos su reconstrucción.

Existen en el marco de la Hoja tres grandes conjuntos litológicos paleozoicos: una formación inferior pizarroso-cuarcítica con escasos y discontinuos niveles calcáreos, una potente formación esencialmente volcánica con niveles sedimentarios, y una serie pizarrosa y pizarrosa-grauváquica superior. La primera ha sido datada en otras zonas gracias a los niveles calcáreos como Fameniense Superior y la última con Lamelibranquios y Cefalópodos como Viseiense Superior, por lo que todo el paquete volcánico debe corresponder al Tournaisiense y Viseiense Inferior-Medio.

Regionalmente los materiales de la Faja Pirítica están situados al sur del geoanticlinal de Aracena-Beja donde afloran materiales que van desde el Precámbrico al Paleozoico Superior, considerados como áreas fuente de los depositados en este geosinclinal Devónico-Carbonífero correspondiente al cinturón pirítico.

Existen grandes diferencias entre el Devónico calizo y fosilífero depositado en un medio somero en otras zonas de la Península y éste de la Faja Pirítica fundamentalmente detrítico y azoico (salvo los pequeños lentejones calcáreos) y aún cuando no hay unanimidad entre los diferentes autores sobre el tipo de medio sedimentario, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuenca somera con una subsidencia lenta y continuada.

En el paso Devónico-Carbonífero se produjo un levantamiento de la cuenca con formación de "slumping", brechas y conglomerados intraformacionales (movimientos epirogénicos), al que siguió una etapa de debilidad cortical originándose numerosas fracturas profundas que dieron lugar a la salida de potentes emisiones de lavas ácidas y básicas con sus correspondientes piroclásticas.

Se ha polemizado sobre el carácter de este volcanismo y aunque en principio la mayor parte es submarino (existencia de pillow lavas y niveles

pizarrosos entre coladas), podría existir áreas con volcanismo aéreo (ciertos autores citan ignimbritas). En resumen, debe tratarse de una cuenca muy somera en la que las emisiones de los distintos focos se superponen unas con otras quedando en algún momento ciertas áreas localmente emergidas.

El volcanismo por supuesto, no es uniforme ni en el espacio ni en el tiempo y aunque en líneas generales existe un primero ácido, posteriormente un básico, luego otro ácido de la formación manganesífera y finalmente otro ácido tercero, existen áreas donde falta el primero, comenzando la serie por el básico (Berrocal, Valverde) y en otras falta el básico o el volcanismo final. Espacialmente, en la parte meridional de la Hoja su potencia va decreciendo hasta llegar a ser discontinuo y en forma de pequeños lentejones dentro de la serie pizarroso-cuarcítica (Formación Manzanito), que lógicamente continúa depositándose hasta el Viseiense Superior con influencias volcánicas esporádicas (Formación del Guijo en la Hoja de La Palma del Condado, al sur).

Las formaciones piroclásticas representan fases explosivas de los volcanismos ácidos (en el volcanismo básico debido a su menor viscosidad predominan las coladas) y al final de ellas tiene lugar una intensa actividad fumarólica que aporta a la cuenca el azufre, elementos metálicos y sílice que en determinadas condiciones físico-químicas dan lugar a la formación de las masas de sulfuros y posteriormente más alejados de los focos a los jaspes con manganeso.

En las últimas etapas tiene lugar la emisión de un gran volumen de cenizas volcánicas que cubren prácticamente todo el área, dando lugar al nivel volcánico más continuo en la región, el de las pizarras moradas (polvo de hematites). Finalmente el último episodio es piroclástico con tobas de carácter ácido e intermedio, nivel muy continuo en el área.

El Viseiense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseiense Superior de una serie pizarrosa basal, seguida de una potente serie turbidítica de grauvacas y pizarras arcillosas de facies Culm. Estos movimientos epirogénicos que hundan la cuenca pueden a su vez originar el levantamiento del geanticlinal de Aracena-Beja y actuar como área madre de las grauvacas antes citadas.

Posteriormente al depósito de la facies Culm tienen lugar los principales movimientos orogénicos hercínicos de la región y que configuran prácticamente su estructura actual. La fase orogénica principal de edad posterior al Viseiense Superior, probablemente la fase Astúrica, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de dirección E-O o ONO-ESE, vegencia sur y una esquistosidad lon-

gitudinal S_1 , que generalmente buza al norte, subparalela al plano axial de los pliegues.

En una etapa posterior o durante una etapa final de la fase principal se originan pliegues coaxiales con los de la primera deformación, dando pliegues en V o "Kink folds" y alguno más amplio, con una esquistosidad de fractura (S_2) buzando hacia el sur. Esta etapa no afecta uniformemente a todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de bandas longitudinales E-O.

Finalmente se originaron pliegues transversales de dirección N-S o NNE-SSO, ortogonales a los anteriores, en forma de pliegues abiertos muy escasos y una esquistosidad de fractura (S_3) poco penetrativa. Por último se produjo un sistema de fracturas que afectó a toda la región.

Como consecuencia de las últimas fases se origina un levantamiento de la Cordillera quedando emergida y sometida a erosión durante el Mesozoico y parte del Terciario, hasta reducirla al estado de penillanura.

Hacia el Tortonense Superior, la cuenca entra de nuevo en subsidencia generalizada, con invasión marina y depósito de la facies transgresiva con alta energía y fuertes aportes terrígenos. Al final del Terciario comienza de nuevo una lenta elevación epirogénica quedando gran parte del área emergida con la consiguiente erosión. Esta retirada del mar no es total quedando zonas en forma de ensenadas que durante el Plioceno y parte inferior del Cuaternario se rellenan con los aportes terrígenos de las áreas emergidas. En el Holoceno se produce el encajamiento de la red fluvial dando lugar a la fisiografía actual.

5 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

5.1 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas albitofídicas de esta región han sido asignadas o a la serie espilita-queratófido o a la serie calcoalcalina según la interpretación que de ellas han hecho distintos autores. La elección entre las dos nomenclaturas conlleva un problema genético de mayor envergadura y escala del que se pretende resolver con la realización de esta Hoja.

Dejando al margen este tipo de interpretaciones, la actividad ígnea del sector puede dividirse según su grado de basicidad o acidez en tres grupos: un primero de carácter marcadamente ácido, con escasa representación de fases minerales melanocráticas y con abundante o variable contenido en

cuarzo primario (Dacitas Riolitas y/o Cuarzoqueratófidos); un segundo tipo de características opuestas al primero, con ausencia de cuarzo modal primario (Basaltos y Espilitas); y por último, una facies composicional intermedia con poco cuarzo o sin él y con relativos bajos contenidos en minerales máficos (Andesitas y/o Queratófidos).

El magnetismo básico es lávico e intrusivo (sills y lopolitos).

5.1.1 Rocas intrusivas Gabro-diabasas (θe^2)

En los flancos norte de los anticlinorios de Valverde y de Los Cristos y con menor entidad en otras áreas, aparece un "sill" básico intrusivo, de gran continuidad lateral y potencia variable (hasta 500 m.), situado generalmente entre la serie pizarroso cuarcítica devono-carbonífera y el volcanismo primero o inicial, produciendo en ambas un metamorfismo de contacto. A veces llega incluso a afectar a la Formación Manganesífera, siendo por tanto posterior al volcanismo y anterior a la primera fase de deformación hercínica, ya que se encuentra plegado por ella.

Sus características de afloramiento son similares a las del volcanismo básico, por lo que cuando intruye en él, es prácticamente imposible de diferenciar; es de color verdoso, con disyunción ovoidea, textura ofítica y poiquilofítica de grano medio, a veces esquistosa. En los bordes suele tener grano fino y cuando la intrusión alcanza mayor potencia, adquiere una textura gabroide.

Dentro de los minerales que constituyen esta facies se distinguen a grandes rasgos y coincidiendo con distintos momentos de cristalización: plagioclasa cálcica y clinopiroxeno como componentes ortomagmáticos; anfíbol hornbléndico pardo rojizo inmediatamente tardimagmático, y en último lugar fases minerales de automorfismo-metamorfismo regional: albita, tremolita-actinolita, clorita, mineral de epidota (clinozoisita/zoisita), prehnita, carbonato, cuarzo y finalmente pumpellita, parte de los cuales constituyen la mesostasis de la roca. Los componentes accesorios comunes apatito y opacos están ligados a los primeros momentos de la cristalización magmática.

Aunque el grado de alteración autometamórfica es de intensidad variable, sin embargo se conservan bien en todos los casos las propiedades texturales. Llama la atención el que mientras que la plagioclasa se halla normalmente en un alto estado de transformación, el piroxeno se encuentre prácticamente fresco.

El piroxeno monoclinico es del tipo augita, se presenta en grandes placas pardo-rosadas, macladas y suavemente pleocroicas que regularmente

engloban pequeñas tablas de plagioclasa. Su paso poco común a hornblenda puede ser a modo de parchado; también puede dar anfíbol fibroso incoloro (tremolita), clorita y pumpellita.

La plagioclasa, actualmente de composición alcalina, tiene formas idiomórficas. Sus productos de alteración son mineral de epidota, microcristalino y prismático finogranular, común a todas las rocas, y menos frecuentemente pumpellita en agregados cripto y microcristalinos, prehnita en haces radiales de desarrollo variable y esporádicamente clorita, calcita y mica blanca.

La mesostasis presente entre algunas tablas de plagioclasa o entre los piroxenos contiene clorita y actinolita, como constituyentes fundamentales, epidota subordinada y pumpellita formada por las anteriores en cantidades menores. Esta mesostasis aunque normalmente es poco abundante, sin embargo en algunos casos llega a constituir un elevado volumen de la roca.

Ciertos ejemplares estudiados, destacan por su carácter melanocrático. Aunque resulta difícil comprobar la cantidad de plagioclasa existente por su casi desaparición, puede que no llegue a superar ésta en un 15-20 por ciento.

5.1.2 Rocas extrusivas

Se han agrupado en las diferentes formaciones volcánicas existentes y dentro de cada una de ellas se describen las lavas y tobas ácidas, intermedias y básicas.

a) Volcanismo primero o inicial

Este episodio volcánico es de composición ácida (cuarzoqueratófidos, dacitas y riolitas), e intermedia (queratófidos y andesitas), predominando esta última en la zona septentrional de la Hoja. Aparecen igualmente representadas facies lávicas y piroclásticas. En los términos ácidos destaca su marcado carácter leucocrático: presencia de clorita accesoria y esporádica, normalmente derivada de biotita.

— Lavas ácidas:

Su textura es siempre porfídica, con matriz microcristalina, esferulítica o perlítica y con variable cantidad de fenocristales. La composición de los fenocristales es de cuarzo, albita y k-feldespato, este último puede estar ausente o, como su formación suele ser tardía, puede llegar a sustituir al otro feldespato alcalino por completo.

En general el idiomorfismo de todos los fenocristales es grande, aunque no es raro encontrar el cuarzo redondeado y envuelto en una corona radial

de k-feldespato perítico o micrográfico. Igualmente en estos casos la mesotaxis es esferulítica (axialítica) de igual composición cuarzo-feldespática, ya sea el feldespato potásico o sódico. Ocasionalmente puede haber una silicificación parcial de la matriz.

Dada la competencia de estas rocas, la esquistosidad principal S_1 se pone de manifiesto por fracturillas subparalelas y pequeñas neoformaciones de sericita, no siendo visible la segunda. En los casos en los que la pasta es microcristalina estas superficies quedan relativamente mejor marcadas.

Son componentes accesorios: clorita, carbonatos y mineral de epidota. En un ejemplar además se ha hallado un grueso cristal de granate cuarteado.

— Tobas ácidas:

Por regla general se trata de tobas cristalinas. Su composición es la misma que la de sus homónimas lávicas. Varían en la presencia de fenoclastos fracturados y astillados, a veces vítreos (textura hialoporfídica) en lugar de los fenocristales idiomorfos, y en la matriz microcristalina fuertemente esquistosa (pizarrosa o filitosa). Esta matriz procede de la recristalización metamórfica pre-sincinemática de un vidrio.

En algunos casos la roca que era afanítica, toba o lava, está compuesta actualmente por cuarzo-sericita-albita y k-feldespato.

— Lavas intermedias:

Texturalmente son porfídicas o glomeroporfídicas, a veces seriadas o amigdalares con matriz levemente esquistosa, microlítica, intersertal, pilotáxica y ocasionalmente microcristalina. Los fenocristales son de plagioclasa albitizada y en general intensamente sauriritizada, con mineral de epidota, sericita y a veces carbonatos individualizables.

En ocasiones entre los fenocristales se encuentra clinopiroxeno augítico idiomórfico, maclado y formando acumulados (andesitas albiticas piroxénicas); cuando este componente no está presente, es clorita con exoluciones de esfena o epidota y carbonatos los que sustituyen al ferromagnesiano (piroxeno o anfíbol).

La pasta muchas veces es bastante básica, con clorita y mineral de epidota intersticial entre los microlitos feldespáticos. El feldespato potásico puede aparecer como fenocristal sustituyendo plagioclasa o intersticial en la matriz.

El relleno vesicular si es monomineral lo constituye la clorita; si es polimineral, además de ella, cuarzo, carbonato, o mineral de epidota e incluso albita tapizando paredes. Estas amígdalas están lógicamente aplastadas y orientadas siguiendo la esquistosidad principal. Los constituyentes acceso-

rios son: apatito-esfena y mineral opaco.

– Tobas intermedias:

Normalmente las rocas piroclásticas pertenecientes a este volcanismo y de composición intermedia son líticocristalinas con texturas porfidoclasticas y matriz microcristalina silicificada. La esquistosidad se hace más patente que en las lavas. Además de los fenoclastos cristalinos son frecuentes los lávicos de igual carácter intermedio.

Dentro de las rocas intermedias, existe un tercer tipo que puede proceder igualmente de una colada o de un piroclasto y que ha sido denominado metabasita, del que texturalmente no se conservan rastros. Está formado casi exclusivamente por minerales de alteración: mineral de epidota (pistacita, clinoisita)-sericita-cuarzo-carbonatos-clorita-esfena-prehnita-pumpellita y anfíbol fibroso, todos ellos microcristalinos. Esta asociación paragenética coincide con la de las rocas básicas a las cuales se aproximan.

b) Volcanismo básico

Se pueden distinguir dos tipos dentro de esta unidad volcánica, ambos lávicos: uno de composición espilítica y de elevada cristalinidad (finogranular esquistoso) y otro composicionalmente cercano al carácter intermedio y porfídico. Por otro lado, en algunos puntos, se encuentran incluidos en este volcanismo, rocas cuya composición y textura son idénticas a las pertenecientes al básico intrusivo. Posiblemente exista una confluencia espacial de los dos procesos y se trate de intercalaciones de aquél.

Al primer grupo pertenecen unas rocas con evolucionada cristalinidad, texturas gabroides, intergranulares o intersertales fino o incluso mediogranulares. La esquistosidad está tan bien desarrollada que hace que la plagioclasa alcalina se oriente y el piroxeno además se fracture fuertemente e igualmente se oriente.

El piroxeno es muy abundante, y en general bastante fresco; corresponde a una augita algo titanada (pleocroismo de incoloro a pardo rosado). Sus bordes pueden hallarse desflecados y anfíbolitizados (serie tremolita-actinolita).

Muchas veces los huecos entre las tablas plagioclásicas están ocupadas por clorita orientada. Otras veces, este mineral junto con epidota, carbonatos y cuarzo son los que constituyen los espacios intersticiales, o amigdalares más raros.

Los componentes de alteración y los cambios metamórficos son los mismos en todas estas rocas básicas e intermedias.

El segundo tipo de rocas de textura porfídica o microlítica son térmi-

nos que van desde andesita-querotófico a espilita. Unos presentan texturas porfídicas con matriz pilotáxica o intersertal y otros no contienen fenocristales pero la cristalinidad es mucho menor que en el grupo anterior. En general el ferromagnésico aparece alterado o como mineral relicto (clinopiroxeno). Cuando hay fenocristales son muy pocos y exclusivamente de plagioclasa alcalina maclada.

Se han hallado también metabasitas derivadas de tobas líticas con abundante cuarzo y epidota (pistacita) finogranulares.

Dentro de este volcanismo básico tenemos la *formación verde-violeta* que son rocas de aspecto heterogéneo e irregular, esquistosas, de carácter piroclástico y de composición básica-intermedia. En un gran número de ellas se encuentran gruesos cristales de cuarzo que destacan de la matriz verde violeta macroscópicamente. Son metabasitas cuarzosas derivadas de tobas líticas.

La presencia de cuarzo parece debida a un proceso de silicificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenoclastos. Queda así el feldespato sustituido por un agregado fino y mediogranular de cuarzo prismático y pequeños cristales aislados o en haces radiados de mineral de epidota, esencialmente pistacita, incolora o suavemente verde. La heterogeneidad y el aspecto irregular lo marca la esfena y el mineral ferrífero (color violeta de visu) que constituye la matriz junto con sericita, mineral de epidota y abundante clorita; la coloración verde es producida por esta fuerte cloritización y epidotización.

Se ha hallado alguna muestra de lava con textura microlítica quizás perteneciente a un aglomerado volcánico.

c) Volcanismo segundo

El volcanismo segundo tiene al igual que el inicial, un carácter marcadamente ácido y piroclástico. Corresponde en general a tobas cristalinas cuarzoqueratofídicas muy esquistosas, no habiéndose observado aquí términos más básicos. Las variedades existentes consisten en rocas con diferencias en el tamaño o en la presencia o ausencia de clastos; normalmente los fenoclastos que contiene la roca son grandes pero escasos, aunque muy a menudo son verdaderas cineritas.

El cuarzo es el componente más destacable de este volcanismo por su abundancia: es mineral primario como fenocristal, forma parte de la matriz de recristalización metamórfica y constituye el relleno de distintas vetas. La plagioclasa, como en todas las rocas del sector, es albita. Se presenta fundamentalmente como fenoclasto maclado, limpio o débilmente enturbiado por caolín y raramente se observa en la mesostasis. Feldespato potásico puede

aparecer además como fenoclastos.

La matriz, inicialmente vítrea, está recristalizada a microcuarzo y sericita. Son constituyentes accesorios: clorita, mineral de hierro, esfena, apatito y circón. El mineral de epidota es accidental.

d) Volcanismo tercero o final

Este volcanismo tercero se distingue bien de los dos grandes episodios precedentes, inicial y segundo. Corresponde a materiales exclusivamente piroclásticos lítico-cristalinos plagados de fenoclastos de tamaño inferior a los de aquéllos (algunos ejemplares son auténticas cineritas). Su composición es más intermedia que ácida, (casuales fenoclastos de cuarzo) perteneciendo al tipo queratófido. Los fenoclastos cristalinos son de albita y k-feldespatos. Los líticos son de una lava microlítica de igual composición, formada por cristales con textura traquítica de feldespatos alcalinos (sódico o potásico). Ocasionalmente pueden ser tobas poligénicas, englobando en este caso fragmentos de pizarras.

La mesostasis es microcristalina esquistosa formada por clorita y albita abundante y sericita y cuarzo subordinados o accesorios. Los accesorios comunes son mineral de hierro y apatito; el circón es esporádico.

5.1.3 Rocas filonianas

Las rocas filonianas que aparecen en la zona estudiada se pueden agrupar en tres tipos: diques porfídicos ácidos, diques básicos de carácter diabásico y diques de cuarzo.

a) Diques porfídicos ácidos (FO^3)

Se han localizado solamente tres en la Hoja, uno situado en la parte sur, cerca de la Mesa de gossan transportado de las Herrerías, otro en las cercanías de Berrocal en el contacto de las pizarras y cuarcitas de la Formación Manzanito con las volcanitas básicas y otro en los alrededores de Las Delgadas. Ninguno de ellos presenta efecto deformante visible.

El primero es un pórfido plagioclasto-granítico moscovitizado de 60 m. de longitud y 20 m. de potencia, constituyendo un crestón de dirección $N 110^\circ E$. Posee disyunción ovoidea, color rosado, superficie brillante por abundantes cristallitos micáceos y numerosos cubitos pequeños de pirita.

Presenta microfenocristales escasos de cuarzo euhédrico rodeados por una corona de albita-cuarzo con textura radial en una matriz igualmente esferulítica radial. La moscovitización neumatolítico-hidrotermal que sustituye parcialmente a los feldespatos, afecta del todo al mineral ferromagne-

siano. Los componentes accesorios son clorita, circón y mineral de hierro.

Los otros son pórfidos albíticos de color blanco, algo alterados y con cubitos de pirita. Poseen una potencia de 15 m. y corresponden a una roca metamórfica de albita finogranular y alotriomórfica (albita), en la que sólo hay dispersas algunas láminas de clorita y pirita oxidada además de cuarzo vetiforme. Es pues un producto de metasomatismo alcalino sódico.

b) Diques básicos (Fe^3)

Están representados por diabasas totalmente alteradas cuya mineralogénesis primaria se halla completamente sustituida por productos autometamórficos (metabasitas). La textura es porfídica residual; los fenocristales de plagioclasa están reemplazados por cuarzo con fuertes efectos de deformación, y el componente máfico por láminas de mica blanca y clorita con pequeñas exoluciones de esfena. Los carbonatos y el mineral de hierro son también de origen secundario; el único constituyente primitivo que se conserva es el apatito.

Son de pequeña potencia, entre 20 cm. y 25 m. de color verdoso, grano fino, disyunción en bolas y muy micáceos en general por la alteración total que presentan.

c) Diques de cuarzo (F_q^3)

Son de color blanco, aspecto lechoso, pequeña potencia y dirección variable, predominando la N 120° E. Superficialmente presentan óxidos de hierro y a veces óxidos de manganeso. Algunos con sulfuros han dado lugar en ocasiones a mineralizaciones económicas.

5.2 ROCAS METAMORFICAS

Las rocas de esta Hoja, encuadradas en su totalidad dentro del Cinturón Pirítico del suroeste peninsular, han sido influenciadas por dos procesos metamórficos diferentes, el primero de contacto y el segundo regional.

5.2.1 Metamorfismo de contacto

Este metamorfismo anterior al regional, es producido por el intrusivo básico, afecta a su encajante inmediato y se pone de manifiesto especialmente en pizarras y rocas volcánicas con matriz de naturaleza pelítica.

Se originan así rocas que abarcan desde facies de las corneanas de albita-epidota, ligeramente mosqueadas (segregaciones arcilloso-micáceas a

menudo marcadamente impregnadas de mineral de hierro), localizadas en los puntos más externos de la aureola metamórfica, hasta rocas fuertemente mosqueadas de la facies de las corneanas hornbléndicas zona de la cordierita, en áreas más próximas al contacto.

Llegan a constituirse visibles porfidoblastos de algunos milímetros de cordierita y/o andalucita que solamente son identificables por sus formas externas, exagonales y rómbicas. Estos minerales de neoformación se pseudomorfizan a un agregado polimineral microcristalino de productos cuarzo-micáceos (clorita-sericita) fundamentalmente, estables con la paragénesis regional. En algunos casos estas sustituciones retromórficas preservan el maclado.

Los porfidoblastos se encuentran orientados según los planos de la esquistosidad principal que afecta a la zona, y afectados también por la crenulación de la segunda fase de deformación.

La paragénesis de contacto estaría representada por la siguiente neogénesis: andalucita y/o cordierita-biotita-cuarzo y turmalina.

5.2.2 Metamorfismo regional

Todos los materiales paleozoicos, tanto volcánicos como sedimentarios, han sufrido los efectos de un metamorfismo regional epizonal hercínico, esencialmente de carácter dinámico, de grado muy bajo alcanzando su máxima intensidad en el grado bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes en su nivel superior o zona de la clorita, que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una esquistosidad inicial muy penetrativa, debido a la orientación planar de los cristales laminares.

La fase principal de metamorfismo está ligada a la primera de la deformación hercínica que dio lugar a una esquistosidad de flujo dominante. Esta esquistosidad, a la que nos referimos como S_1 , puede no llegar a desdibujar los caracteres texturales primarios de la roca como la estratificación (S_0) o las estructuras sedimentarias a ella ligadas.

Microscópicamente además de la S_0 y S_1 se puede apreciar una segunda superficie de esquistosidad S_2 oblicua a S_1 y formando un amplio ángulo agudo con ella (casi perpendicular). Esta segunda esquistosidad patente, es principalmente de fractura, sin que a primera vista se puedan percibir blastesis destacables.

La intensidad de este metamorfismo, aunque en general es muy escasa, se evidencia mejor en las rocas pelíticas y piroclásticas que en las detríticas y lávicas.

A la hora de estudiar las paragénesis metamórficas agruparemos los

materiales prescindiendo de su origen, teniendo tan sólo en cuenta composiciones afines.

Las rocas sedimentarias pelíticas o cuarzosas y las efusivas ácidas, responderían de igual manera a los cambios metamórficos de presión y temperatura. Analizaremos también estos efectos en las rocas de composición intermedia y básica.

Para las rocas magmáticas, debemos hacer hincapié en la dificultad de individualizar los procesos de metamorfismo regional de los de autometamorfismo producidos por la acción de soluciones residuales, ya que en ambos se puede originar idéntica paragénesis mineral.

En facies ácidas la asociación paragenética presente es la siguiente: cuarzo + mica blanca \pm clorita (accesorio) \pm mineral de epidota (accidental) \pm albita (accidental). Este conjunto puede ser estable en condiciones de metamorfismo de muy bajo y bajo grado de Winkler, correspondiendo en este último caso a la zona de la clorita. Según medidas realizadas por SAGON y DUNOYER DE SEGONZAC (1972) para la moscovita, el índice de cristalinidad de esta mica entra dentro del campo de metamorfismo de grado bajo.

En las rocas de composición intermedia y básica encontramos asociadas espacialmente las siguientes neoformaciones minerales metamórficas: actinolita-tremolita-mineral de epidota-prehnita-pumpellita-cuarzo, carbonatos y albita.

La actinolita-tremolita y la clorita aparecen deformadas y claramente orientadas y por tanto precediendo a la fase tectónica principal. Su situación pre o sincinemática es imposible de determinar. Por otro lado, la cristalización de la pumpellita (grado muy bajo de metamorfismo) podría ser posterior a la fase 1.

La presencia de pumpellita es común en toda la zona, incluso en rocas intermedias. La aparición de prehnita es sin embargo menos frecuente y su situación pre o postfase 1 resulta difícil de ver.

El metamorfismo regional de todo el sector, SCHERMERHORN (1975), lo interpreta como de tipo monofásico y progresivo, trazando dos dominios que sitúa a un lado y a otro de la isograda pumpellita-prehnita. Más tarde, BERNARD y SOLER (1980) le rebaten al hallarse pumpellita en cualquier punto geográfico de la provincia metalogenética.

Para ROUTHIER et al. (1980), el metamorfismo de la región es de carácter polifásico: un primer metamorfismo epizonal ligado a la primera fase tectónica en condiciones termodinámicas de $350^{\circ}\text{C} < T < 400^{\circ}\text{C}$ y $4 \text{ kb} < p < 5,5 \text{ kb}$, y un segundo episodio asociado a la segunda fase tectónica a la que se atribuye la formación de la pumpellita.

BERNARD y SOLER (1980) abogan por el metamorfismo de grado muy bajo sin sobrepasar la anchizona, considerando el conjunto más representativo de la provincia: prehnita + pumpellita + epidota + clorita. Las condiciones de presión-temperatura para estos autores estarían comprendidas entre $250^{\circ}\text{C} < T < 350^{\circ}\text{C}$ y $1 \text{ kb} < P < 4 \text{ kb}$. La albita, el anfíbol y la clorita serían tardimagmáticos o deutérticos y no podrían ser utilizadas para demostrar un metamorfismo de grado bajo (facies de esquistos verdes). Igualmente consideran que aún en caso de que la prehnita y pumpellita fueran igualmente tardimagmáticas, no se habría alcanzado la facies de esquistos verdes al no desaparecer estos minerales.

En cuanto a las rocas metasedimentarias que son todas aquellas rocas metamórficas derivadas de argilitas, limolitas, cuarzenitas y litarenitas, pueden existir algún término en el que además del proceso puramente sedimentario, el volcánico haya jugado un papel importante, es decir no se descarta la posibilidad de que parte de las pizarras hayan tenido un origen mixto volcano-sedimentario, como indica la presencia de partículas de cenizas volcánicas y la aparición de abundante clorita.

El metamorfismo regional, que produce en estas rocas una marcada esquistosidad de flujo con neoformaciones minerales destacadas, es débil y no llega habitualmente a borrar las estructuras primitivas de estratificación, laminaciones cruzadas y paralelas, estructuras producidas por corrientes de turbidez, etc.

Describiremos las peculiaridades más sobresalientes de estas rocas que podemos agrupar en pizarras, cuarcitas y metagrauvas, atendiendo a su posición estratigráfica, a pesar de que las diferencias en un mismo tipo litológico a lo largo de la serie son insignificantes.

Así en la *Formación Manzanito* los metasedimentos que componen esta unidad se pueden dividir en tres tipos genéricos: pizarras, metagrauvas y cuarcitas, que alternan entre sí y pueden incluso pasar gradualmente de uno a otro. No son en absoluto raras las variedades ferríferas.

Frecuentes en esta formación son las pizarras pelíticas. En ellas es normal la aparición de abundantes microporfidoblastos de clorita tardía, transversos u oblicuos a la esquistosidad principal dominante. El coritoide, componente excepcionalmente presente en un ejemplar, forma minúsculos prismas en fuerte estado de oxidación y es igualmente de formación tardía.

Otro tipo pizarroso dominante es el cuarzo-limolítico constituido por un elevado contenido en partículas de cuarzo parcialmente recrystalizadas o recrecidas en bordes y por una matriz micácea con sericita y clorita neoformadas y algunas láminas de mica blanca de aspecto detrítico. La presencia de albita es menos común. Estas pizarras pasan insensiblemente a unas cuar-

citas impuras.

Las metagrauvasas son rocas heterométricas (de tamaño limo a arena gruesa en general), con una proporción de constituyentes terrígenos variable pero normalmente inferior al 90 por ciento. En la matriz, compuesta por sericita y clorita fuertemente orientadas, destacan a primera vista los clastos angulosos y subangulosos de cuarzo (30 por ciento de media), los cristalinos de albita y micas raras, y menos fácilmente puesto que su composición se aproxima a la de la matriz, los de rocas metamórficas. Estos últimos, que corresponden a pizarras y cuarcitas, pueden ocupar porcentualmente más de la mitad de la roca.

Los minerales accesorios constantes en todos los tipos son: turmalina-rutilo-apatito-circón-mineral de hierro (pirita y/o óxidos e hidróxidos).

En la *Formación Manganésífera* predominan las pizarras de composición pelítica fundamentalmente. Aparecen también en esta unidad jaspes y rocas carbonatadas. La peculiaridad de las pizarras moradas es su elevado contenido en óxidos de hierro (pizarras ferríferas) abundantemente diseminados e impregnando los componentes micáceos; del mismo modo en muchos casos suelen contener numerosos fantasmas de radiolarios (ovoides con microcuarzo).

En el *Viseense Superior* entre los tipos de pizarras estudiadas predominan las pelíticas grafitosas y/o ferríferas y las limolíticas. Los limolíticos son términos con algunas partículas de cuarzo, tamaño limo, diseminadas en la matriz pizarrosa y no del tipo cuarzo-limolítico existente en la Formación Manzanito y que allí conectaban con cuarcitas.

Las metagrauvasas son análogas en cuanto a composición, grado de redondeamiento y heterometría a las inferiores de la Formación Manzanito. Son mínimas las diferencias entre las de una y otra unidad, pudiendo únicamente resaltar que las carboníferas son más feldespáticas y en general con mayor contenido en fragmentos líticos con grafito (o de esta fase mineral) en la matriz (coloración más oscura).

6 METALOGENIA

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

La Hoja de Valverde del Camino pertenece desde el punto de vista metalogénico al extremo SE de la Faja Pirítica Ibérica, en la que las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario.

La génesis de los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico del SO ha suscitado desde el pasado siglo discusiones polémicas que dieron lugar a diversas teorías. Las dos principales hipótesis sobre reemplazamiento hidrotermal y sobre inyección magmática han sido abandonadas y dado paso a la teoría volcánico-sedimentaria (ROMER, 1872; KLOCKMANN, 1894; DOETSCH, 1957; KINKEL, 1962; WILLIAMS, 1962; FEBREL, 1966; RAMBAUD, 1969; SCHERMERHORN, 1970; SOLER, 1971).

Se admite pues que los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico hispano-portugués, son de origen exhalativo singenético sedimentario, a causa de la asociación existente entre las metalizaciones y determinados niveles de la columna estratigráfica; a la concordancia de las metalizaciones con la roca de caja y la lenta transición entre ésta y aquélla; a la sedimentación gradual de muchas masas de pirita; y su origen exhalativo debido a la estrecha asociación de las masas minerales con las rocas efusivas de la región.

De un modo muy simple, el proceso de deposición se produciría así: En las últimas etapas de los episodios volcánicos (volcanismo submarino fisural), se emiten vapores sulfurosos que se disuelven en el agua del mar. Las bacterias existentes en cuencas de ambiente reductor producen el ión sulfuro S^{2-} , que se combina con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag) existentes en el agua (procedentes de exhalaciones fumarólicas en la etapa de menor actividad efusiva y de la sedimentación normal de la cuenca), formando unos lodos con geles de sulfuros complejos que originan depósitos estratiformes masivos, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos), dando lugar a yacimientos "proximales" que generalmente llevan asociados una mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo "stockwork", de geometría columnar por corresponder a chimeneas de aporte de los elementos que originan las menas, o por el contrario redepósitos a distancias variables de su fuente de origen, dando lugar a yacimientos "distales" que no tienen "stockwork" asociado. Entre estos dos tipos hay situaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriormente modificaciones debidas al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removiliación.

Para distinguir en la actualidad ambos tipos de yacimientos hay que recurrir a las facies del volcanismo ácido correspondiente y a las estructuras sedimentarias de la mineralización. Así, los depósitos "proximales" se encuentran relacionados con facies gruesas de rocas piroclásticas y en ellos las estructuras sedimentarias son infrecuentes y groseras, por el contrario los depósitos "distales" se encuentran relacionados con facies finas de rocas

piroclásticas y las estructuras sedimentarias como "slumping", estratificación graduada, etc., son claras.

Los procesos de metrización durante el Secundario y Terciario originaron las monteras de hierro oxidadas o "gossan" (constituído principalmente por hematites, geotita y limonita y pequeñas cantidades de oro y plata), y un enriquecimiento secundario de los criaderos en la zona de cementación (por lixiviación de la mineralización al descender el nivel hidrostático), concentrándose el cobre en forma de calcosina y covellina. Estas monteras de hierro fueron los principales indicios que permitieron llegar al mineral en épocas pasadas.

Morfológicamente los depósitos masivos son generalmente lenticulares con dimensiones medias de 50 a 3.000 m. de longitud, 3 a 100 m de potencia, 50 a 350 m. de profundidad y un tamaño de 1 a 50 millones de toneladas.

Se estiman en cerca de 620 millones de toneladas las reservas de esta faja pirítica con la siguiente composición media: 45 por 100 S, 40 por 100 Fe, 0,7 por 100 Cu, 2,9 por 100 Zn, 1,1 por 100 Pb, 0,8 gr/t Au y 30 gr/t Ag, siendo el resto ganga de sílice y carbonatos. De los constituyentes menores, el arsénico con un 0,6 por ciento, selenio, cobalto, mercurio y otros en cantidades insignificantes.

Las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario y acompañando a los yacimientos de sulfuros se encuentran azufrones de piritita grosera, con diseminaciones de piritita y calcopiritita en las tobas y pizarras de este C.V.S.

Han sido varios los criterios empleados para la selección de áreas de interés con objeto de localizar los yacimientos de sulfuros. Parece ser que el "concepto volcánico" expuesto por STRAUSS y MADEL (1974), es un concepto geológico-metalogénico de probado interés práctico, y el de más importancia al guiar una prospección minera. Está basado en la observación de que los sulfuros masivos están ligados tanto en el tiempo como en el espacio a centros efusivos submarinos del volcanismo ácido, de forma que la prospección se debería centrar alrededor de los mismos (lavas, brechas, aglomerados y tobas masivas) cartografiados o supuestos. Estos centros efusivos se agrupan en alineaciones (erupciones fisurales) paralelas a las estructuras generales (E-O). La prospección geofísica se centraría alrededor de estos centros en una zona con radio entre 1 y 2 kilómetros.

Los yacimientos de sulfuros de la Hoja de Valverde del Camino tienen características comunes con los descritos para la faja pirítica. El volcanismo ácido inicial o primero es el portador de los principales yacimientos de sulfuros (Sotiel, Castillo Buitrón, Campanario, Tinto y Santa Rosa, Gloria,

Barranco de los Bueyes, etc.), siendo el nivel más importante el constituido por tobas ácidas esquistosas de granulometría variada. Existen también gran número de pequeños yacimientos "distales" en la Formación Manzanito (San Casiano, San Joaquín, El Vinagre, Aguas Blancas, Avantero, Puya Alta, etc.) que aparecen bien en tobas ácidas esquistosas o en sus pasos laterales a rocas sedimentarias (pizarras).

Vamos a describir la paragénesis (con estudio de probetas pulidas) y leyes de los tres yacimientos principales de la zona, Sotiel, Castillo Buitrón y Campanario, todos ellos con mineralización de sulfuros complejos.

La mineralización de *Sotiel* está constituida por calcopirita, galena, blenda y pirita, como accesorios cobres grises, pirrotina, marcasita, mispíquel, casiterita, estannita, bismutina y magnetita y como ganga sílice y carbonatos. Existe una gran complejidad textural en la forma de aparecer y coexistir las especies minerales. Se distinguen dieciocho tipos unitarios de textura, de los que siete son fundamentales y once accesorios. Las alteraciones químicas por meteorización superficial se muestran poco penetrativas.

Posee dos tipos de mineralización: masiva y diseminada (azufrones y pizarras lixiviadas de la montera) y se cubieron por Minas de Almagrera (INI) durante el período 1972-1980, con la ejecución de 163 sondeos y un total de 24.996 m. perforados, las siguientes reservas con sus leyes correspondientes:

	Toneladas	% Cu	% Pb	% Zn	Au	Ag
Mineral Complejo	59,1 Mt	0,61	1,60	3,80	0,27	30 gr/t
Azufrones	13,3 Mt	0,36	0,47	0,96		gr/t
Pizarras cupríferas	2,8 Mt	0,49				

Sotiel con casi 60 millones de toneladas de complejo reconocido constituye una de las reservas más importantes de cobre, plomo y zinc de España, lo que supone el 15 por ciento de Cu, 35 por ciento de Pb y el 45 por ciento de Zn de las reservas nacionales conocidas de estos metales.

La mineralización del *Castillo Buitrón* tomada en la masa Poniente, está constituida por pirita, calcopirita, blenda, galena, arsenopirita, pirrotina y boulangerita. Frecuentemente también el cobre gris y la freibergita. Se trata de una mena masiva compuesta esencialmente de pirita que presenta macroscópicamente un fajeado de grano muy fino. Todos los minerales acompañantes son itnersticiales con respecto a la pirita, que a veces está recrista-

lizada y es llamativamente anisótropa. Han existido acciones tectónicas posteriores a la cristalización de la mena, apareciendo calcopirita como relleno de fisurillas y como cemento de granos piríticos fracturados.

La mineralización masiva está formada fundamentalmente por:

– Pirita masiva: Muy abundante en fajas estratificadas.

– Mineral cobrizo: Escaso entre la pirita masiva.

– Mineral complejo: Abundante. En fajas de hasta 2 m. de potencia dentro de la pirita masiva.

Se ubicaron por la Compañía Asturiana de Zinc durante el período 1967-1969, con la ejecución de 23 sondeos y un total de 3.020 m. perforados, las siguientes reservas con sus leyes correspondientes:

	Toneladas	% Cu	% Pb	% Zn	% S	Ag
Mineral Complejo	1.000.000	0,43	1,4	4,6	44,4	30 gr/t
Pirita masiva	500.000	0,60	0,28	1,13	42,-	
Pirita (probable)	700.000	0,60	0,30	1,25	42,-	

La mineralización de *Campanario* está constituida por pirita, calcopirita, blenda, galena, arsenopirita, marcasita y pirrotina. Se trata de una mena masiva cuya textura es en apariencia globular, pero ahora bien recristalizada, que se compone esencialmente de pirita, arsenopirita y blenda (subordinada), con cantidades menores de galena y calcopirita, e indicios de marcasita y pirrotina.

La pirita y arsenopirita aparecen frecuentemente intercrecidas, probablemente por efecto de la recristalización de un agregado de grano fino o de un gel primitivo. La galena y calcopirita aparecen frecuentemente asociadas a pirita a la que pueden cementar (sobre todo galena, que aparece también rellenando fisurillas en pirita y en arsenopirita). La escasa pirrotina observada se ha encontrado incluida en pirita.

Se ubicaron por la Empresa Nacional Adaro (INI) durante el período 1952-1974, con la ejecución de 11 sondeos y 1.831 m. perforados, las siguientes reservas con sus leyes correspondientes, ratificadas posteriormente por la Compañía Asturiana de Zinc con la ejecución de 15 sondeos y 3.000 m perforados:

	Toneladas seguras	% Cu	% Pb	% Zn	% S	Toneladas proba- bles y posibles
Mineral Complejo	411.200	0,97	2	2,58	20,3	500.000

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

La formación manganesífera es la portadora de los depósitos de manganeso también de origen singenético sedimentario, que se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros y situados como éstos, en el C.V.S. Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados generalmente a jaspes, siendo la mayoría de las veces posteriores en el tiempo a la facies de los sulfuros, ya que al tener el manganeso poca afinidad por el azufre, permanecería más tiempo en suspensión en el agua del mar, precipitando posteriormente. Estos depósitos se encuentran más alejados de los centros volcánicos que los sulfuros.

Estos yacimientos están constituidos por silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) como minerales primarios, produciéndose en la montera óxidos y peróxidos secundarios (pirolusita, psilomelano, wad), que son zonas de enriquecimiento supergénico. La mineralización se presenta en forma de bolsadas. Corresponden a las últimas fases de los episodios volcánicos, situándose a techo de las masas sulfurosas y asociados a emanaciones silíceas póstumas. Poseen la misma dirección regional E-O de los sulfuros.

Han sido muchas las labores efectuadas en la zona (Oriente, El Cuervo, Palanco, Gadiana, Postelera, Asperón, Aurora, El Piñón, Peña de Hierro, Los Mellizos, etc.), algunas muy importantes y de las que fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos (óxidos y peróxidos) y extraídos silicatos y carbonatos de los inferiores. La explotación se hizo salvo en las minas importantes, por métodos rudimentarios, sin ninguna mecanización o siguiendo generalmente un método selectivo, por lo que el mineral más íntimamente mezclado con SiO_2 se abandonó. Nunca se llevó a cabo una prospección sistemática que permitiera un reconocimiento y cubrición adecuada.

Existen también pequeños depósitos de manganeso de poca importancia en la Formación Manzanito, localizándose algunas labores en nódulos y capillas de manganeso de 1 a 10 cm. de potencia entre las pizarras, en forma de óxidos y peróxidos.

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

Los yacimientos filonianos son abundantes en el ámbito de la Hoja y tanto los de cobre (Grupo La Ratera) como los de sulfuros complejos (Las Viñas), son de origen hidrotermal de baja temperatura y relacionados con fracturas y diques.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

El área estudiada que corresponde al extremo SE del cinturón pirítico constituye una zona minera muy importante con numerosas labores representadas todas ellas en la cartografía geológica, de las que vamos tan sólo a describir las más importantes y representativas del conjunto. Las distribuimos para su estudio según el tipo de mineralización en:

- Yacimientos de sulfuros complejos.
- Yacimientos de pirita cobriza.
- Yacimientos de manganeso.
- Yacimientos filonianos de sulfuros complejos.
- Yacimientos filonianos de cobre y pirita.
- Yacimientos de asbestos.

7.1.1 Yacimientos de sulfuros complejos

a) Mina de Sotiel. Coordenadas: 320.550 – 338.750.

Paraje: Junto a la aldea de Sotiel a 11 Km. de Valverde del Camino y a 7 Km. de Calañas.

Roca de caja: Tobas ácidas intermedias esquistosas del volcanismo primero.

Es la mina más importante de la Hoja y actualmente en actividad. Las dimensiones medias del yacimiento de Sotiel son 950 m. de longitud, 50 m. de potencia y 650 m. de profundidad. Su geometría es lenticular con un buzamiento medio de 45° y concordante con la roca encajante (contactos muy netos), con tendencia a la ramificación en masas menores dentro del conjunto. En profundidad y en la zona central del criadero las masas tienden a unificarse y a enriquecerse en contenido metálico. Lateralmente la terminación del criadero viene marcada por un progresivo adelgazamiento de las masas hacia el E y O. Lo mismo ocurre en profundidad, aunque de modo más brusco. La masa no aflora por lo que no se formó montera de hierro.

La roca de caja observada en la corta Tiberio es una toba queratofídica con dirección N 85° - 105° E y buzamiento norte de 50° - 60° . Dicho nivel mineralizado se acuña al este y posee registros varios hacia el este. Existen varias cortas y pozos, un pozo maestro o pozo Isidro de 377 m. de profundidad y 2.693 m. de galerías.

Se explotó ya en la época romana y contemporáneamente desde 1866 a 1939. Desde los años cincuenta viene siendo investigada por el INI. El

mineral arrancado en todos los tiempos anteriores debió totalizar algo menos del millón y medio de toneladas. Actualmente la viene explotando Minas de Almagrera, S.A. (INI).

Sotiel es un ejemplo de mina explotada antiguamente con nuevas reservas (casi 60 millones de toneladas de complejo) puestas al descubierto por la prospección moderna.

b) Minas de Castillo Buitrón. Coordenadas: 328.100 – 342.500.

Paraje: Al oeste de la aldea de Buitrón y al norte de Valverde del Camino, del que dista 7,5 Km.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

La mineralización la forman dos masas lenticulares aplanadas, interestratificadas y separadas unos 300 m. (Levante y Poniente). La masa Levante, hoy agotada, estuvo únicamente formada por mineral cobrizo, mientras que el mineral complejo es exclusivo de la masa Poniente. Ambas masas presentan su correspondiente montera de hierro con un espesor superior a 10 m. La geometría de ambas masas se sintetiza así:

	<u>Longitud</u>	<u>Anchura</u>	<u>Profundidad</u>	<u>Dirección</u>	<u>Buzamiento</u>
Masa Levante	120 m	60 m	150 m	N 100° E	65° N
Masa Poniente	165 m	20 m	300 m	N 105° E	70° N

La explotación fue mediante dos cortas, una en cada masa y labores subterráneas, parando todo en 1941.

c) Minas del Grupo Campanario. Coordenadas: 322.850 – 332.150.

Paraje: El Campanario a 7 Km. al SO de Valverde del Camino.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo primero.

Este grupo o corrida está constituido en su parte central por la mina Campanario la más importante, con Cibeles y Cruz Infante a levante y Descamisada a poniente.

La *Descamisada*, la más occidental del grupo posee una pequeña corta y varios pozos y socavones cegados. La roca de caja de la mineralización observada en la corta es una toba clorítica ácida, porfídica y esquistosa de dirección N 124° E con 70° N de buzamiento. De esta corta sale hacia el oeste una pequeña corrida de tobas gossinizadas de la misma dirección anterior de 500 m. de largo y 35 m. de potencia con algunos pocillos de 2 a 8 m. de profundidad. Pinedo cita en estos afloramientos ferruginosos una ley de

2,50 a 3,75 gr/t de oro. A pocos metros, hacia levante y pasado un isleto pliocuatenario se observa un pozo, pequeñas cortas y el emplazamiento de varios sondeos. La Empresa Nacional Adaro realizó 8 sondeos mecánicos en 1953.

Campanario, la central y más importante, posee una corta de 250 m. de longitud, 60 m. de anchura y dirección N 140° E. La roca de caja es una toba cuarzo-queratofídica esquistosa de 80° N de buzamiento. Fue explotada antiguamente por tartesos y romanos, en el siglo pasado por ingleses y de 1906 a 1917 por franceses parando definitivamente ese año. Para el laboreo contó con tres pozos. La mineralización la forman tres masas lenticulares sensiblemente concordantes con la estratificación y otras tres de menor importancia cuya geometría se sintetiza así:

	<u>Longitud</u>	<u>Anchura</u>	<u>Profundidad</u>	<u>Dirección</u>	<u>Buzamiento</u>
Masa Norte	250 m	10 m	120 m	N 110° E	65° N
Masa Sur	300 m	8 m	60 m	N 110° E	65° N
Masa Nueva	200 m	98 m	90 m	N 105° E	70° N

La Empresa Nacional Adaro dio 11 sondeos a partir de 1952 descubriendo la masa nueva y prolongando la norte y la sur hacia levante. Se cubicaron 411.200 t de mineral complejo, ratificadas posteriormente por 15 sondeos dados por la Compañía Asturiana de Zinc.

Cibeles, situada al este de Campanario, posee un par de pozos con pirita en la escombrera. Uno de ellos el pozo Cibeles o San Francisco cortó a los 18 m. de profundidad una zona mineralizada de 30 m. de longitud por 4 m. de potencia. En las proximidades hay nivelillos de tobas ácidas gossinizadas con pequeños pocillos. Todo el conjunto arma en tobas cuarzoqueratofídicas esquistosas profídicas de dirección N 115° E con 75° N de buzamiento. La Empresa Adaro dio dos sondeos en las proximidades del pozo.

Cruz Infante, situada a 1.000 m. de la anterior se encuentra en el extremo oriental de la corrida. Posee una docena de pozos, algunos cegados, otros profundos a juzgar por el volumen de las escombreras y una pequeña montera de gossan. Todo ello en tobas ácidas esquistosas porfídicas de dirección N 105° E con 80° N de buzamiento. La Empresa Nacional Adaro dio 4 sondeos mecánicos.

7.1.2 Yacimientos de pirita cobriza

a) Tinto y Santa Rosa. Coordenadas: 325.000 – 342.700.

Paraje: A 8,5 Km al NO de Valverde del Camino. Entre el río Odiel y La Ribera del Villar, al sur de la Sierra del Cerrajón.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas finas de volcanismo primero.

La mineralización la forman tres masas lenticulares concordantes con la estratificación cuya geometría se sintetiza así:

		<u>Longitud</u>	<u>Anchura</u>	<u>Profundidad</u>	<u>Dirección</u>	<u>Buzamiento</u>
Tin-	Masa Sta. Rosa 1	250 m	20 m	150 m	N 110° E	70° N
to	Masa S. Cornelio	150 m	10 m	150 m	N 120° E	80° N
Sta.	Masa Sta. Rosa 2	50 m	10 m	200 m	N 95° E	80° N
Rosa						

La masa Santa Rosa núm. 1 está en el flanco norte y la masa Cornelio en el flanco sur volcado del anticlinal del Castillo Buitrón, y la masa Santa Rosa núm. 2 en el flanco norte de dicho anticlinal.

Fue explotada ya por los romanos y en este siglo desde 1901 a 1931 habiendo producido cerca de millón y medio de toneladas de una pirita baja en azufre y rica en cobre con leyes medias de 1,6 por ciento Cu y 42 por ciento S. La masa Santa Rosa núm. 1 se explotó por corta, la masa Cornelio por pozo y la masa Santa Rosa núm. 2 por pozo y pequeño trincherón. La Empresa Nacional Adaro realizó seis sondeos en 1954.

b) Mina Gloria. Coordenadas: 326.400 – 342.800.

Paraje: Al este del Tinto y Santa Rosa, cerca de la Ribera del Villar, a 7,5 Km. al NO de Valverde del Camino.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas finas del volcanismo primero.

La mineralización la forma una pequeña masa de 50 m. de longitud, de 0,3 m a 1 m. de anchura y 80 m. de profundidad, situada en el flanco norte del anticlinal volcado del Castillo Buitrón. Se midió en la roca encajante N 112° E de dirección y 80° N de buzamiento. Hay un pozo maestro de 100 m. un socavón de 180 m. y un pozo de investigación de 43 m.

En 1980, Minas de Almagres, S.A. (INI) realizó dos sondeos de 146 m. y 182 m. respectivamente, cortando el primero 70 cm. de azufrón con el 1,42 por 100 Cu, 17,2 por 100 S, 23,3 por 100 Fe, 0,14 por 100 Pb, 0,05 por 100 Zn y 8,8 gr/t Ag. El segundo cortó una zona de 4 m. de tobas y pizarras negras mineralizadas con el 0,43 por 100 Cu.

c) Mina de San Pedro o Barranco de los Bueyes. Coordenadas: 327.650 – 342.200.

Paraje: Barranco de los Bueyes a 6,5 Km. al NO de Valverde del Camino, al sur del Castillo Buitrón.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistas del volcanismo primero.

La mineralización la forma una pequeña masa de 185 m. de longitud, 3 a 15 m. de anchura y 10 a 60 m. de profundidad, situada en el flanco sur volcado del anticlinal del Castillo Buitrón. Se midió en la roca encajante N 115° E de dirección y 72° N de buzamiento. Se observan pequeñas cortas, un socavón de 300 m. y otro hundido que tuvo 600 m. Se encuentra parada e inundada desde 1911 y las leyes fueron del 1,50-2 por 100 Cu y 45-48 por 100 S.

d) Mina del Rizón. Coordenadas: 337.000 – 343.000.

Paraje: A 1 Km. al oeste de la carretera Valverde-Zalamea en su kilómetro 47,5.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistas del volcanismo primero.

Se trata de pequeños pocillos en la ladera norte de la Sierra de la Picota.

e) Mina del Cura. Coordenadas: 338.500 – 338.900.

Paraje: A 2,5 Km. al oeste de la aldea de El Pozuelo.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistas.

Se observa un socavón largo en el barranco y varios pocillos de escasa profundidad en lo alto del cerro. La Empresa Nacional Adaro dio hace años tres sondeos que cortó mineral de baja ley.

f) Mina La Vencida o Mina Chinflón. Coordenadas: 339.400 – 338.900.

Paraje: A 1 Km. al este de la Mina del Cura.

Roca de caja: Tobas intermedias medianas esquistas.

Existe un pozo maestro de 52 m. y varios pocillos. Paró en 1911 dando minerales con alta ley en cobre.

Existen también gran número de pequeños yacimientos "distales" en la Formación Manzanito que aparecen bien en tobas o en sus pasos laterales a rocas sedimentarias (pizarras). Los principales son:

g) Mina San Casiano. Coordenadas: 329.700 – 332.250.

Paraje: Pozo del Gamo, a unos 3 Km. al sur de Valverde del Camino.

Paragénesis: Pirita, calcopirita.

Roca de caja: Toba intermedia esquistosa.

Se trata de un lentejón tobáceo como roca de caja (toba queratofídica)

de dirección E—O con 70° N de buzamiento, 265 m. de corrida y 25 m. de potencia, acufiándose en sus extremos, sobre el que arma la mineralización con una potencia de 18 a 60 cm. y leyes del 2-5 por 100 Cu y 27-30 por 100 S. Se construyeron un pozo maestro de 30 m. y un pocillo de 3 m. además de varias calicatas.

h) Mina de San Joaquín o del Pelao. Coordenadas: 338.300 — 327.900.

Paraje: Al norte del gossan transportado de las Herrerías, al SE de Valverde del Camino.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos de hierro.

Roca de caja: Toba ácida clorítica esquistosa porfídica constituyendo un crestón.

Se trata de un lentejón tobáceo verdoso como roca de caja de dirección N 125° E con 70° N de buzamiento, 60-70 m. de corrida y 5 m. de potencia, sobre el que arma la mineralización que se encuentra diseminada en vetillas y lentejoncillos, observándose algo de gossan y azufrón en pizarras próximas. Se efectuó un socavón de 7 m. en dirección N 35° E en la unión de dos barranquillos, con un pozo interior en su final. La ley fue del 2 por 100 Cu.

i) Socavón de las Avanteras. Coordenadas: 342.550 — 330.850.

Paraje: Baranco de las Avanteras en su unión con el de los Contrabandistas, cerca de la Ribera de Casa de Valverde en su unión con el río Tinto. Al SE de Valverde.

Paragénesis: Pirita, calcopirita.

Roca de caja: Toba ácida esquistosa.

Se trata de un lentejón tobáceo como roca de caja (toba cuarzoqueratófídica de dirección N 95° E con 80° N de buzamiento y 5 m. de potencia, sobre el que se hicieron un socavón de 8 m. largo y un pozo de 2,50 x 2,10 m. actualmente cegado. La mineralización está diseminada en la toba y también concentrada en zonas de fractura con cuarzo.

j) Pequeños yacimientos en pizarras

Se han localizado más de quince puntos con pequeñas labores (pozos, pocillos, socavones, calicatas y trincherones) efectuadas sobre oxidaciones y gossans procedentes de lentejones de pirita sinsedimentaria que forman nódulos y capillas de 2 a 7 cm. interstratificadas con las pizarras, con algo de calcopirita y a veces óxidos de cobre. Estos óxidos de hierro (geotita, limonita y hematites) sobre las pizarras constituyen pequeños niveles de gossan (pizarras gossinizadas)

En la zona sur de la Hoja tenemos: Registro del Pinche junto al carril que va a la aldea forestal del Manzanito, Mina la Cara en el Barranco de la Mina al norte de dicha aldea y los registros de Aguas Blancas I, II y III al sur de dicha aldea.

En el ángulo SE de la Hoja, finca del Vinagre: Mina del Barranco de las Puercas, Mina de Cinco Bocas al este y cerca de la carretera La Plama-Berrocal, Registro del Corral y de las Colmenas, Pozo del Collado del eucalipto seco, Pozos de Lamparilla y Registro de Hernán Pérez junto al collado del Parral al oeste de la carretera La Plama-Berrocal.

En la zona central: Registros de Puya Alta, Pozos Barrero cerca del Cabezo Canaria y sur del Caserío de los Barreros, Cabezo de la Minilla al oeste del anterior y Registro de la Higuera al sur del Huerto del Segunderalejo.

En la zona oeste: Pozo Fresnajoso frente a Sotiel al otro lado del Odiel con mineralización fibroso alargada en pizarras negras y Corta de las Viñas junto al Odiel.

En la zona suroeste: pozo carretera Sotiel-Los Pinos con mineralización fibroso alargada en pizarras negras.

7.1.3 Yacimientos de manganeso

Han sido muchas y algunas muy importantes, las labores efectuadas en esta zona, aunque actualmente no existe ninguna explotación en actividad. Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados generalmente a jaspes. De las minas de manganeso fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos que son óxidos y peróxidos y extraídos silicatos y carbonatos de las inferiores. Todas ellas están situadas en la Formación Manganesífera. Describiremos los principales depósitos pues son muchos los registros existentes al haber sido prácticamente trabajados todos los jaspes en mayor o menor grado. En los jaspes rojos, grises, rosados y blancos se observan óxidos de brillo metálico, peróxidos deleznales y tiznables en concreciones o en pequeñas gotas o verrugas y óxidos de hierro. La actividad minera del manganeso fue intensa en el siglo pasado y entre los años 1940-1960.

a) Mina Oriente. Coordenadas: 335.500 – 340.750.

Paraje: Hacia el Km. 43 de la carretera de Valverde a Zalamea.

Se trata de tres crestones de jaspes. El meridional junto a la carretera es muy silíceo, con 150 m. de corrida, 13 m. de potencia y dirección N 105° E con 86° N de buzamiento. A 300 m. está el del norte constituido por dos

crestones, más potente el occidental, de 40 m. de potencia, 300 m. de corrida y dirección N 90° E con 78° N de buzamiento. A 50 m. al sur de éstos hay otro nivel de jaspes de 9 m. de potencia y dirección N 103° E con 60° N de buzamiento.

Se observan abundantes impregnaciones de óxidos, peróxidos y cubitos de pirita en los jaspes. Existen dos pozos maestros, uno en el filón norte y otro en el filón principal, pequeñas cortas y abundantes labores en ambos respaldos de los crestones.

El crestón sur se ha venido explotando como fundente para Riotinto (95 por 100 SiO₂). Se explotó un filón de peróxidos (filón principal) en el respaldo sur de los crestones del norte; un filón de peróxidos (filón sur N 148° E con buzamiento norte) en el respaldo sur del crestón meridional y un filón de carbonatos (filón norte N 100° E con buzamiento norte) en el respaldo norte del crestón noroccidental con leyes del 28-29 por 100 Mn. Paró a finales de los años sesenta.

b) Mina Palanco. Coordenadas: 336.250 – 342.000.

Paraje: Castillo Palanco al norte de Valverde, a 1,2 Km. del Km. 44 de la carretera Valverde-Zalamea.

Posee una corrida de jaspes morados y rojos de 230 m. y 90 m. de potencia en dirección N 100° E con 80° S de buzamiento. Posee una corta en el respaldo norte de 130 m. de longitud por 48 m. de anchura, en la que se explotaron peróxidos hasta los 60 m. con el 80 por 100 Mn, y un pozo maestro en el respaldo sur de 118 m. con 13 plantas, en el que se explotó un filón de carbonatos con el 38 por 100 Mn. La mineralización tiene dirección N 60°-80° E con 70°-80° S de buzamiento. Ley media del 30 por 100 Mn. Paró en 1970.

c) Mina Guadiana. Coordenadas: 335.900 – 342.100.

Paraje: A unos 300 m. a poniente de Palanco y el oeste del Km. 44 de la carretera Valverde-Zalamea.

La mineralización tiene forma lentejón en dirección N 115° E con 75° N de buzamiento y potencia de 5 a 20 m. Se realizó un pozo maestro de 120 m. de profundidad. Se obtuvieron en 1943, 4.000 Tm. de carbonatos con leyes medias del 40 por 100 Mn y 26 por 100 SiO₂. Prácticamente agotada.

d) Mina Postelera. Coordenadas: 334.900 – 343.500.

Paraje: A 2 Km. al NO de la mina Guadiana.

Posee labores que alcanzaron los 60 m. de profundidad. Se arrancaron

13.000 Tm. hasta el año 1948 en que paró. Las leyes fueron bajas por lo que se mezclaba con otros minerales de superior calidad.

e) Mina de El Cuervo o Preciosa. Coordenadas: 324.550 – 335.350.

Paraje: A unos 5 Km. al oeste de Valverde del Camino, al sur de la carretera que va a Sotiel.

Es mina natigua y bastante explotada a cielo abierto como lo demuestra los restos de sus cortas y vacies. Posee un pozo maestro de 36 m. de profundidad.

Se extrajeron 200.000 Tm. de carbonatos hasta 1926 y 17.564 Tm. desde 1952 a 1957 con leyes que oscilan entre 25-43 por 100 Mn y 17-51 por 100 SiO₂. Prácticamente agotada. Paró en 1957.

f) Mina Aurora. Coordenadas: 339.100 – 343.200.

Paraje: Al este del Km. 48 de la carretera Valverde-Zalamea y al norte de la aldea del Membrillo Alto.

En la zona de levante de mayor interés, se cortaron peróxidos y carbonatos con un pozo de 21 m. En la zona de poniente se arrancaron carbonatos con el 33 por 100 Mn y en la zona central se pararon las labores antes de llegar a su objetivo.

g) Mina La Calañesa. Coordenadas: 322.900 – 342.600.

Paraje: Barranco del Esperón, a 4 Km. al SE de Calañías.

Se explotaron óxidos en el siglo pasado y más de 100.000 Tm. de carbonatos a principios de siglo. En los años cuarenta otras 16.000 Tm. con leyes altas, del 38 al 41 por 100 Mn. El filón de dirección E-O tiene dos ramas en la parte superior que se unen en profundidad. El pozo maestro llegó a alcanzar 105 m.

h) Otras minas, de la zona sur de Valverde

Partiendo de la Mina de El Cuervo y siguiendo en la Formación Manganesífera hacia el sur destacamos, la Mina del Monje (coordenadas 323.900 – 334.200), Mina del Madroño (322.850 – 333.350), Mina Mojarra (322.600 – 333.200), Mina Geraldo o Mellizos al final corrida Campanario y oeste de la Descamisada (321.550 – 333.000), Cabezo de la Minilla en Los Pinos (326.400 – 329.500) y Mina de El Piñón junto a la Ribera del Castaño (330.650 – 327.500) con tres afloramientos de jaspes con abundantes socavones, pozos y pequeñas cortas.

Partiendo de la Mina de El Cuervo y siguiendo en la Formación Manganesífera hacia el este y luego al norte, destacamos la Mina de Peña de Hierro

(327.800 – 334.700), Cabezo de la Coneja (329.400 – 333.800), Huertos Pelaos al norte de la mina del Cuervo (324.650 – 336.550), Cabezo del Mauro (325.200 – 338.100) y registros al sur calizas de Sotiel (320.500 – 337.300).

Existen también pequeños registros de manganeso en la Formación Manzanito que representa un cambio lateral de facies del Complejo Volcánico Sedimentario a términos más sedimentarios, presentándose la mineralización en capillas de 1 a 10 cm. de potencia interestratificadas con las pizarras del C.V.S. y en forma de óxidos y peróxidos de manganeso deleznales y tiznales, como en el caso de los Pozos de la Solana del Pelao (338.100 – 328.100) o en los registros de la Joya Mora (327.350 – 327.500) entre otros.

i) Otras minas de la zona norte de Valverde

Partiendo de la Mina La Calañesa tenemos hacia el este: Mina del Asperón (coordenadas: 322.100 – 342.500), Peñas Pardas (323.400 – 342.750), La Morita (324.000 – 342.800), Barranco de Los Bueyes (326.700 – 342.200), Sur Arroyo de los Coladeros (330.200 – 341.700), Malpérez (333.700 – 341.100), Cerro Peña Almeja (336.700 – 340.400) y San José (336.900 – 341.800).

Partiendo de la Mina Aurora tenemos hacia el oeste: Cortijo de Ciríaco (336.500 – 343.700), Casajera (334.100 – 343.400), Casa de la Morita (327.600 – 344.400), Casa de Alamillo (326.000 – 344.100), Grupo del Cuerno (324.200 – 344.300) y Grupo de Las Chatas al NO de la Hoja (322.400 – 345.300).

7.1.4 Yacimientos filonianos de sulfuros complejos

Mina de Las Viñas. Coordenadas: 322.350 – 339.800.

Paraje: A 1,5 Km. al NE de Sotiel, junto al río Odiel.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, galena, blenda acaramelada, óxidos de hierro, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y cuarcitas de dirección N 115° E con 80° N de buzamiento.

Se trata de un filón de cuarzo de casi un metro de anchura y dirección N 120°-125° E sobre el que se realizaron dos pozos en la margen izquierda del Odiel y un socavón en la derecha. La mayor parte de la escombrera se la llevó el agua. La pizarra es gris arcillosa y la cuarcita gris impura con laminación cruzada. De una muestra de 215 Kg. tomada en la escombrera del pozo principal se obtuvieron las siguientes leyes: 1,49 por 100 Cu, 2,74 por

100 Pb, 10,83 por 100 Zn, 11,30 por 100 Fe, 4,72 por 100 S y 55,8 por 100 gr/t Ag.

7.1.5 Yacimientos filonianos de cobre y pirita

a) Minas del Grupo La Ratera. Coordenadas: 333.550 – 336.500.

Paraje: La Ratera, a unos 4 Km. al este de Valverde del Camino.

Paragénesis: Calcopirita, pirita, bornita, calcosina, óxidos y carbonatos de cobre, óxidos de hierro, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras de dirección N 100°-120° E con 70°-75° N de buzamiento.

Este grupo o corrida está constituido en su parte central por la mina de La Ratera la más importante, con Los Silillos a poniente junto al Dique de Valverde y Macegoso y Segunderalejo a levante. Constituyen un interesante campo filoniano de cobre de casi 4,5 Km. de corrida. Se trata de filones de cuarzo de origen hidrotermal de baja temperatura, con direcciones N 90°-100° E. El cuarzo tiene color blanco lechoso si bien es frecuente encontrarlo teñido de rojo por su contenido en óxido de hierro. Se carecen de datos recientes en cuanto a reservas y leyes pero constituye una reserva de cobre para el futuro.

Los Silillos la más occidental del grupo posee una corrida de once pocillos profundos y estrechos en dirección N 80°-90° E, seis socavones en rampa en dirección N-S con desvíos al este y oeste, un pozo en lo alto del cerro y un socavón por debajo del muro actual del Dique de agua. A 600 m. al este se halla un pozo aislado con una gran escombrera. Todo en pizarras como caja de dirección N 100° E con 70° N de buzamiento.

La Ratera la central y más importante, posee dos pozos maestros, un socavón, en dirección N 100° E y numerosos pozos y pequeños trincherones en la ladera del Cabezo de La Ratera y cercanías. Hacia el este yendo al Cabezo Diego Díaz hay dos pozos más y calicatas junto al poblado forestal de Los Ramos, en dirección N 95° E. Se midió en la pizarra roca caja socavón N 110° E con 72° N de buzamiento. En la ladera norte del Cabezo de Diego Díaz se observa un trincherón con un pozo maestro de 36 m. de profundidad, un gran socavón de 140 m. en dirección N 90° E que comunica con un pozo de más de 10 m. de profundidad y otros varios pocillos y calicatillas.

Macegoso situada al este de La Ratera, posee un pozo maestro rectangular de unos 15 m. de profundidad, un socavón de dirección N 118° E (aprovechado ahora como fuente) en roca de caja pizarras de dirección N 110° E con 55° N de buzamiento, un socavón enfrente de dirección N 96°

E y en la ladera del cabezo Macegoso un pozo de unos 15 m. de profundidad.

Segundaralejo, la más oriental de la corrida. En el huerto de su nombre se observa un pozo de 2,5 x 1,5 m. y unos 15 m. de profundidad situado sobre pizarras de dirección N 114° E con 64° N de buzamiento.

b) Mina del Ejido. Coordenadas: 339.300 – 332.400.

Paraje: Barranco de la Minilla junto a la Ribera de Casa de Valverde, al norte del poblado forestal del Manzanito y al este de Valverde del Camino. Cerca del Chozo de la Marta.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos de hierro, óxidos de manganeso, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y cuarzovacas esquistas de dirección N 85° E y 40°-55° N de buzamiento.

Se ven dos socavones en dirección E–O según se sube por el Barranco de la Minilla en su lado este, otro socavón en su lado oeste de 8 m. de largo en dirección N 10° E y un último socavón más arriba cerca confluencia con otro barranquillo.

c) Socavón del Parral. Coordenadas: 339.700 – 333.250.

Paraje: Barranco de los Silos, al norte de la Mina del Ejido y al este de Valverde del Camino.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras de dirección N 112° E con 68° N de buzamiento.

Se trata de un filón de cuarzo de 10 cm. de potencia en dirección N 110° E sobre el que hicieron un socavón muy largo, comunicado con un pozo en lo alto del cerro. Apenas queda escombrera.

d) Registro del Parralejo. Coordenadas: 339.100 – 334.250.

Paraje: Barranco del Leonil, al norte del socavón del Parral y al este de Valverde del Camino.

Paragénesis: Pirita, calcopirita, óxidos de hierro, cuarzo.

Roca de caja: Pizarras y pizarras limolíticas con laminación cruzada y ripples, en dirección N 115° E con 65° N de buzamiento.

Se trata de un socavón muy largo en dirección N 30° E y un pozo cuadrado de 2,5 x 2,5 m. inundado, en el barranquillo que desemboca en el Leonil.

e) Socavón de la Charca de la Revuelta del Risco. Coordenadas: 338.300 – 332.350.

Paraje: Junto a la Ribera de Casa de Valverde, al norte del Manzanito y al SE de Valverde.

Roca de caja: Pizarras y cuarzovacas de dirección N 104° E con 72° N de buzamiento.

Se trata de un filón de cuarzo de 10 cm. de potencia y dirección N 104° E con óxidos de hierro y de manganeso sobre el que hicieron un socavón.

7.1.6 Yacimientos de asbestos

Coordenadas: 322.900 – 337.900.

Paraje: Coto del Villar cerca del Arroyo del Lagarejo a 7 Km. al oeste de Valverde.

Roca de caja: Rocas básicas intrusivas.

Se trata de tres pequeños registros sobre vetillas de 1 a 10 cm. de asbestos en direcciones varias predominando la N-S y N 60° E.

7.2 CANTERAS

Las explotaciones de canteras no tienen importancia en la zona estudiada. Tan sólo se han venido explotando algunos crestones de jaspes muy silíceos de las minas de Oriente, San José y Cabezo del Mauro, como fundente para Riotinto; pequeñas y artesanales explotaciones de algunos lentes calcáreos para la fabricación de cal en hornos rudimentarios y ya en el Terciario pequeñas graveras y areneros para la construcción y para la explotación de arenas silíceas.

7.3 HIDROGEOLOGIA

La zona que ocupa el Paleozoico se caracteriza por la carencia de acuíferos importantes ya que la captación de aguas subterráneas adolece de la pluviosidad y de la poca permeabilidad de los materiales. Pequeñas captaciones se pueden realizar en zonas muy tectonizadas o en la capa alterada de las rocas básicas, que por otra parte estarán sometidas a la influencia de los cambios de estación.

Debido además a la evapotranspiración de las numerosas plantaciones o

eucaliptus que limitan aún más las pocas reservas de agua, vemos que el Paleozoico es en su conjunto pobre y no puede albergar ningún acuífero de interés. Por tanto las captaciones estarán controladas por un sentido estructural (fracturas, contactos tectónicos, etc.) y con preferencia las fracturas mayores y más abiertas que actúan como vías preferentes para la circulación de aguas subterráneas.

Las mayores posibilidades hidrogeológicas se encuentran al sur de la Hoja en relación con los sedimentos detríticos terciarios, aunque debido a su posición topográfica (colgados sobre el Paleozoico) y escasa potencia y extensión, es de esperar que no existan acumulaciones acuíferas importantes.

La zona estudiada es pues muy pobre en recursos hidrogeológicos. Los bajos valores pluviométricos, la escasa permeabilidad de los materiales y los posibles niveles acuíferos con poca potencia y extensión, son causa de que no encontremos pozos con rendimientos importantes y sí muchos dispersos y de caudal escaso e inconstante.

8 BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, C.A. (1969).— "Massive sulphide deposits and volcanism". *Econo. Geol.* v. 64, núm. 2, pp. 129-146.
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)". 1ª serie. *I.G.M.E.*
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (núm. 938)". 1ª serie. *I.G.M.E.*
- ARNOLD, M. y SOLER, E. (1973).— "Les mineralisations pyriteuses associées au volcanisme quartzkerotopirique du sud de la Peninsule Ibérique". *C.R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1373-1376.
- AYE, F. (1974).— "Géologie et gites métallifères de la moyenne vallée de l'Odier". Thesis 3^{er} cycle. *Université Pierre et Marie Curie. Paris.* (Inédito).
- AYE, F. (1975).— "Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas-El Buitrón, Huelva, Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, pp. 965-968.
- BARBIER, J. (1976).— "Contribution a la geochemie de la province pyriteuse sud-ibérique". *B.R.G.M.*, pp. 1-10.

- BARD, J.P. (1969).— "Le Métamorphisme régional progressif des Sierras de Aracena en Andalousie occidental: sa place dans le segmente hercynien sud-ibérique". Thèse, *Université de Montpellier*, 398 p.
- BERNARD, A.J. (1972).— "A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques". *Extrait des Annales des Mines de Belgique*, 21 p.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1971).— "Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du types Riotinto". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, pp. 1087-1090.
- BERNARD, A.J. (1974).— "Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères". *Liege*, pp. 287-315.
- BERNARD, A.J. (1980).— "Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva-Espagne". *Mem. XXVI Congr. Geol. Inter. Paris*, 54 p.
- BOOGARD, M. Van Den (1963).— "Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal". *Geol. Mijnb.* núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGARD, M. Van Den (1967).— "Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)". Doctoral Thesis. *Univ. of Amsterdam. Rotterdam. Deltro*, 113 p.
- BOOGARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Conodonts faunas from Portugal and Southwestern Spain". *Scripta Geolog.*, núm. 28, pp. 1-43.
- BOUMA, A.H. (1962).— "Sedimentology of some flysch deposits". *Elsevier, Amsterdam*, 168 p.
- CAMPO RUIZ, M. del y NIETRO MORA, J.M. (1971).— Geología del bloque S de la Reserva de Piritas de Huelva, escalas 1:10.000 y 1:25.000". *Adaro-Piritas Españolas*. (Inédito).
- CANTO ROMERA, J.M. (1977).— "Estudio de viabilidad del Grupo Minero Sotiel. Informe geológico". *Minas de Almagrera, S.A.* (Inédito).
- CARANTINI, C.; VIGUIER, C. (1973).— "Etude palynologique et sédimentologique des sables Holocènes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)". *Est. Geol.* vol. XXIX. *C.S.I.C. Madrid*.
- CARVALHO, D. (1976).— "Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa". *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 60, pp. 215-238.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).— "Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo de Pulo do Lobo". *Memor. y Notic.* núm.

- 82, pp. 145-169. *Univ. Coimbra*.
- CARVALHO, D. (1977).— "Geología, Metalogenia e Metodologia da investigação de sulferetos polimetálicos do Sul de Portugal". 1^{er} Curso Rosso de Luna Area II, *I.G.M.E.* pp. 91-145.
- CARVALHOSA, A. O da (1961).— "Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilitos da região de Castro Verde-Messejana". *Com. Serv. Geol. Portugal*, núm. 45, pp. 371-190.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R.; PHILLIPS, L.— "Depositional structures and processes in the non-barted Heigh-energy nearshore. *Jornal of Sedim. Petrology* vol. 41, núm. 3, pp. 651-670 (1971).
- COULLAUT, J.L.; SOLER, M. y ANTON, J.A. (1975).— "Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar". *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*. pp. 155-178.
- COULLAUT, J.L. et al. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Aznalcóllar (núm. 961)". 2^a serie. *I.G.M.E. Madrid*.
- CRUZ GASPAS, O da (1961).— "Associação genética dos espilitos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DELCEY, R. (1970).— "Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyrito-cuprifere du Baixo Alentejo (Portugal)". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.* vol. 19, pp. 199-225. Oporto.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1971).— "Les minéralisations pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva". *Bull. B.R.G.M. París*, sect. II, núm. 6, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1957).— "Esbozo geoquímico y mineralogénico del criadero de piritas "Las Herrerías" Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*, vol. 68, pp. 255-306.
- FEBREL, T. (1965).— "Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 187-202.
- FEBREL, T. (1966).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Calañas (núm. 959)". 1^a serie. *I.G.M.E.*
- FEBREL, T. (1967).— "Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)". *ENADIMSA, Madrid*.
- FEBREL, T. (1972).— "Estructura de la masa de pirita de la mina de Herrerías. Puebla de Guzmán (Huelva)". *Bol. IGME*, t. 83-1, pp. 81-87.
- FERNANDEZ ALONSO F.; SANTOS BONAÑO, A. y LEUVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Gibraleón (núm. 981)". 2^a serie. *I.G.M.E.*

- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).— "Los yacimientos de sulfuros poli-metálicos del SO Ibérico y sus métodos de prospección". *Studia Geológica*, IX, pp. 65-102, Salamanca.
- GARCIA PALOMERO, F. (1974).— "Caracteres estratigráficos del anticlinal de Riotinto". *Studia Geológica*, VIII, pp. 93-124, Salamanca.
- GARCIA PALOMERO, F. (1975).— "Estudio geológico de la masa pirítica de San Antonio (Riotinto)". *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 175-191.
- GARCIA PALOMERO, F. (1977).— "Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del "Anticlinal de Riotinto". *Acta Salmanticensia*. Salamanca.
- GONZALO y TARIN, J. (1878).— "Reseña geológica de la provincia de Huelva". *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid*.
- GONZALO y TARIN, J. (1886-1887).— "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva". *Mem. Comm. Mapa Geol. de Esp., Madrid*.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". *Tesis Geol. Inst. Münster*.
- KORIKOSHI, E. (1969).— "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka District, Japan". *Mineral Deposita (Berlín)*, 4, pp. 321-345.
- KERSABIEC, A.M.; ROGER, G. (1976).— "Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la parite centrale de la province de Huelva (Espagne)". *Bull. du B.R.G.M. (2ª serie)*. Sect. II, núm. 5, pp. 439-485.
- KINKEL, A.R. Jr. (1962).— "Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism". *Econ. Geol.*, 57, Lancaster, pp. 1071-1080.
- KLOCKMANN, F. (1894).— "Ueber die lagerartige Natur des Kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals". *Sitzber. d. k. preuss. Akad. Wiss. Berlín*, v. 46, pp. 1173-1181.
- LECA, X. (1976).— "Le volcano-sédimentaire de la région d'Alcoutim (Baixo Alentejo-Portugal)". *Comunic. Serv. Geol. Port.* t. 60, pp. 139-149.
- LECOLLE, M. (1971).— "Note Préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 1563-1556.
- LECOLLE, M. (1971).— "Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyro-cuprifère de Huelva. Conséquences à l'échelle régionale". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp.

1956-1959.

- LECOLLE, M. (1972).— "Sucesion lithologique et stratigraphique dans le province de Huelva; positions del mineralisations magnanésifères et pyriteuses". *C.R. Acad. Sci.* t. 274, pp. 505-508.
- LECOLLE, M. (1974).— "Présence de tufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences, paléogéographiques". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 278. Serie D, pp. 839-842.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 276, pp. 141-144.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1976).— "Metamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques". *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, núm. 6, pp. 1687-1698.
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F. y MOLIERE, P. (1977).— "Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-Ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane". *Université Pierre et Marie Curie. París*, 387 p.
- LEYVA CABELLO, R. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Sanlúcar la Mayor (núm. 983)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Ayamonte (núm. 998)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- MAGNE, J.; VIGUIER, C. (1970).— "Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona". *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XII, pp. 200-209, París.
- MESEGUER, J.; PRIETO, I.; ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ REGODON, J. (1945).— "Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva". *Bol. IGME*, t. 58, 3ª serie, Madrid.
- MOLIERE, P. (1977).— "Geologie d'une partie des zones meridionales de la ceinture sud-Iberique. La region de Valverde del Camino (Huelva, Espagne)". Thésis 3^{er} cycle. *Université Pierre et Marie Curie. París*. (Inédito).
- PERCONING, E. (1966).— "Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andaluciense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina". *Notas y comunicaciones IGME*, vol. 91, pp. 13-40. Madrid.
- PERCONIG, E. (1971).— "Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la Meseta". *ADARO, Revista de Micro-paleontología*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid.

- PERCONIG, E. (1974).— "Informe Geológico sobre el Sustrato de la parte Occidental del Valle del Guadalquivir". *E.N. ADARO* (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS; ORIOL RIBA (1961).— "Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva". *II Reunión de Sedimentología C.S.I.C.* pp. 88-94. *Madrid*.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968).— "Gologie der Gebietes zuwirchen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)". *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, 9, pp. 1-143. *Univ. Münster*.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa. Madrid*, pp. 1-1003.
- PINEDO VARA, I. (1971).— "Minerales complejos de la cuenca de Huelva". *Industria Minera*, núm. 125, pp. 1-16.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).— "Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto". *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1969).— "El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, 229 p.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1978).— "Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda pirítica de Huelva". *Boletín Geológico y Minero*, t. 89-III, pp. 223-233.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).— "Horizontes portadores de mineralización (sulfuros y manganeso), en la zona de El Castillo de las Guardas, de la Faja Pirítica del SO de España". Parte I: Control estratigráfico. *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-V, pp. 480-489. Parte II: Control estructural. *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-VI, pp. 593-606. *Madrid*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y NAVARRO SEGURA, L. (1977).— "Estudio estructural de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva)". *Industria Minera*, núm. 177, pp. 1-11.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y Verea NIETO, R. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de El Castillo de las Guardas (núm. 939)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y LEYVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de la Palma del Condado (núm. 982)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- RAMSAY, J.G. (1960).— "The deformation of early linear structures in areas of repeated folding". *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- RÖMER, F. (1872).— "Ueber das Verkommen von Culmschichten mit Posidonomya becheri auf den Südabhänge der Sierra Morena in their Provinz Huelva". *Zeit. d. Deutsch. geol. ges.*, t. 24, *Berlín*.

- ROSSO DE LUNA, T. (1941).— "Algunas características mineralógicas de la pirita, calcopirita y blenda de Riotinto". *Boletín IGME. Madrid*, t. 55, pp. 9-34.
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al. (1976).— "Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements au sein d'une province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-Ibérique". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, pp. 5-8.
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al. (1980).— "La ceinture sud-Ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane". *Mem. BRGM*, núm. 94, 265 p.
- SANTOS BONAÑO, A. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de la Puebla de Guzmán (núm. 958)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- SANTOS BONAÑO, A.; FERNANDEZ ALONSO, F. y LEYVA CABELLO, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, de San Silvestre de Guzmán (núm. 980)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- SANTOS BONAÑO, A. y CONTRERAS VAZQUEZ, F. (1981).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 de Calañás (núm. 959)". 2ª serie. *I.G.M.E.*
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt". *Miner. Depos.*, vol. 5, pp. 273-279.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970).— "Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal". *Geol. Mijnb.*, vol. 49, pp. 439-450.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt". *Bol. Geol. Min. Madrid*, vol. 82-84, pp. 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975).— "Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt". *Pétrologie*, t. 1, núm. 1, pp. 71-86.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1976).— "The Aljustrel volcanics: megacryst tuff and green tuff (Aljustrel and Gaviao pyrite deposits, South Portugal)". *Memoria e Noticias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidad Coimbra*, núm. 82.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1976).— "Volcanism and Metallogenesis". *Geologie en Mijnbouw*, vol. 55 (3-4), pp. 205-210. *Rotterdam*.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded overthrusts et Aljustrel (South Portugal)". *Geol. Mag. Cambridge*, vol. 106,

- núm. 2, pp. 130-141.
- SELLEY, R.C. (1976).— "Medios sedimentarios antiguos". *Edit. H. Blume, edic. Madrid*, pp. 1-251.
- SOLER, E. (1971).— "Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva. Stratigraphie et tectonique". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 272, pp. 1197-2000.
- SOLER, E. (1973).— "L'association spilites-quartzkératophyres du sudouest de la Péninsule Ibérique". *Geol. Mijnb. Rotterdam*, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- SOLOMON, M.; WALSH, J.L. y GARCIA PALOMERO, F. (1980).— "Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain". *Inst. Mining and Metallurgy. London*, pp. 16-24.
- STRAUSS, G.K. (1970).— "Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 77, 266 p.
- STRAUSS, G.K. y MADEL, J. (1974).— "Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt". *Geol. Rundschau*, vol. 63, pp. 191-211, *Stuttgart*.
- STRAUSS, G.K.; MEDEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).— "La faja pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera". *Industria Minera*, pp. 25-38.
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1977).— "Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. Geology, Geophysics and Geochemistry". *Springer-verlag. Berlín*, pp. 55-93.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E. (1963).— "Structural analysis of metamorphic tectonites". *Mc. Graw Hill. New York. London*. 545 p.
- VAZQUEZ, F. y ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Valverde del Camino (núm. 960)". 1ª serie. *I.G.M.E.*
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1972).— "Génesis de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva). Una mineralización zonada". *Bol. IGME*, t. 83-IV, pp. 377-386.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976).— "Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica". *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 60. *Lisboa*.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).— "Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España". 1ª Curso Rosso de Luna. *Area II. IGME*.

- VEGAS, R. (1974).— "Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica". *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. LXXXV-II, pp. 153-156.
- WEBB, J.S. (1958).— "Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal". *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, pp. 129-143.
- WEISS, L.E. (1959).— "Geometry of superposed folding". *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITEN, E.H. (1966).— "Structural geology of folded rocks". *Rand McNally. Chicago*. 663 p.
- WILLIAMS, D. (1934).— "The geology of the Riotinto mines, Spain". *Trans. Inst. Min. Met. Lond.*, vol. 43, pp. 593-640.
- WILLIAMS, D. (1962).— "Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain". *Trans. Inst. Min. Met. London*, vol. 71, pp. 265-266.
- WILLIAMS, D. (1966).— "Volcanism and ore deposits". *Freiberger Forschungshefte. C. 210. Leipzig*, pp. 93-111.