



IGME

980

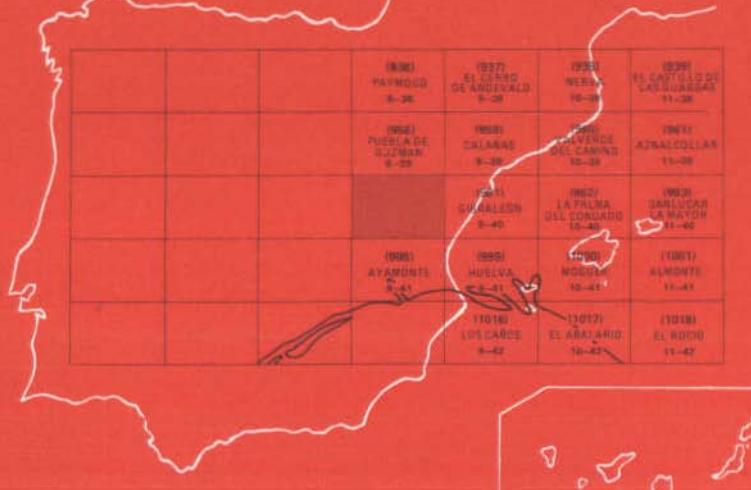
8-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAN SILVESTRE DE GUZMAN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**SAN SILVESTRE
DE GUZMAN**

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:

Cartografía y Memoria: Américo Santos Bonaño y Florencio Fernández Alonso, Licenciados en Ciencias Geológicas (Paleozoico); Fernando Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas (Terciario).

Petrología: Teresa Nodal Ramos, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: Fernando Leyva, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisor del IGME: Cecilio Quesada, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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 - 18751-1982

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Sar Silvestre de Guzmán pertenece a la provincia de Huelva, en la frontera con Portugal. Forma parte de la Comarca del Andévalo que se extiende por las estribaciones meridionales de la Sierra de Aracena, tramo más occidental de Sierra Morena.

Geológicamente se asienta en la Zona sur-portuguesa de LOTZE (1945), y más concretamente en la banda meridional de la Faja Pirítica Ibérica, según la adaptación del Mapa Tectónico de la Península (JULIVERT et al., 1974).

Morfológicamente es una penillanura con altitud media del orden de 130 m. En el norte se encuentran las mayores elevaciones que en algún punto superan los 300 m.

La red hidrográfica pertenece a dos cuencas diferentes: la mitad oriental tributa sus aguas al río Piedras mientras que la otra mitad es subsidiaria del río Guadiana, que discurre prácticamente de norte a sur y es frontera fluvial entre los dos Países Ibéricos a lo largo de toda la Hoja.

La pluviometría media de esta región es del orden de 600 mm./año, con precipitaciones máximas desde noviembre a marzo y prácticamente nulas entre julio y agosto.

Aproximadamente en el 90 por ciento de la Hoja afloran materiales paleozoicos devónico-carboníferos. El Devónico se encuentra presente en sus tramos superiores formados de pizarras y cuarcitas. El Carbonífero está representado por el Dinantiense que se inicia con un complejo volcánico-sedimentario y sigue con pizarras y grauvacas en facies turbidíticas. En el 10 por ciento restante afloran sedimentos neógenos.

El Paleozoico fue deformado por la Orogenia Hercínica cuya fase principal produce pliegues asimétricos de vergencia sur, y macroestructuras de eje aproximado este-oeste. Dentro de la zona estudiada se encuentra parte del flanco sur del Anticlinal de Puebla de Guzmán, de núcleo devónico, y el pequeño Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana-Alcoutim donde afloran exclusivamente materiales carboníferos.

En el campo de la Geología Económica las posibilidades mineras de la zona son muy elevadas por pertenecer al dominio de la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa y aflorar el Complejo Volcánico Sedimentario, horizonte portador de los yacimientos estratiformes de sulfuros polimetálicos y de manganeso. En rocas industriales el interés es muy escaso y en cuanto a aguas subterráneas el carácter impermeable de las litologías paleozoicas impide la formación de verdaderos acuíferos. No sucede así con el recubrimiento terciario, integrado por arenas, gravas y arcillas, donde pueden existir importantes acumulaciones de agua subterránea. No obstante, la reducida representación de dicha unidad en esta Hoja limita sustancialmente sus posibilidades potenciales.

Las poblaciones más importantes son: San Silvestre de Guzmán, Sanlúcar de Guadiana y Villanueva de los Castillejos, que también pertenece a la Hoja situada al norte (Puebla de Guzmán). La red vial de comunicaciones está formada por las carreteras de Aracena-Ayamonte y Huelva-Sanlúcar de Guadiana, que se cruzan en Villanueva de los Castillejos.

Publicaciones modernas de cartografía geológica regional sobre la zona fueron realizadas por HOLLINGER en 1958, que cubren una parte de la Hoja, y por el IGME con el mapa de síntesis 1:200.000, núm. 74 (Puebla de Guzmán) publicado en 1972. En 1976 el equipo de investigación de la Compañía Española de Minas de Tharsis cartografió los afloramientos volcánico-sedimentarios de la Hoja. Este trabajo no fue publicado.

2 ESTRATIGRAFIA

El esquema litoestratigráfico general de la Faja Pirítica "sensu lato" se sintetiza en el siguientes cuadro.

CUADRO I

Edad	Grupo	Litología
CUATERNARIO		Limos, arenas y gravas (aluviones)
TERCIARIO	POSTPALEOZOICO	Gravas. Arenas. Arcillas con niveles arenosos. Margas azules con calcarenitas en la base

D I S C O R D A N C I A

CARBONIFERO SUPERIOR		FASES OROGENICAS HERCINICAS	
CARBONIFERO INFERIOR	Viseiense Sup.	CULM	Pizarras y grauvacas
		CONCORDANCIA	
	Viseiense Inf. y Medio	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)	Pizarras, areniscas, cuarcitas y nódulos de Fe y Mn Jaspes chert Volcanitas ácidas submarinas Volcanitas básicas, lavas espilíticas y sills diabásicos Yacimientos estratiformes de sulfuros polimetálicos y de manganeso
DEVONICO SUPERIOR	Tournaisiense	CONCORDANCIA	
	Fameniense	PIZARRAS Y CUARCITAS (P-Q)	Pizarras y cuarcitas
MURO DESCONOCIDO			

Como se dice en el capítulo precedente, todas estas unidades están representadas en la zona investigada, han sido convenientemente cartografiadas y a continuación se analizan por separado, comenzando por las más antiguas.

2.1 DEVONICO SUPERIOR (D₃₂)

En el ángulo noreste de la Hoja afloran pizarras con intercalaciones de cuarcitas que pertenecen al gupo P.Q. de la secuencia litoestratigráfica general del cuadro anterior. Es la formación más antigua de la pila sedimentaria y, en consecuencia, constituye siempre los núcleos de las estructuras anticlinales. En este caso el afloramiento pertenece al flanco sur del Anticlinal de Puebla de Guzmán, una de las principales macroestructuras de la región.

Aún cuando aquí no hemos encontrado fósiles, por autocorrelación se considera a estos materiales de edad Fameniense en base a dataciones realizadas sobre macrofauna ("*Clymenia laevigata*" Münst., *Phacops garnulatus*" Münst.) por PRUVOST (1912) y, posteriormente, a partir de conodontos (HOLLINGER, 1959, V. DE BOOGAARD, 1963 y 1967; V. DE BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975), encontrados siempre en pequeños lentejones calizos de Pomarão y Cabezas de Pasto que ocupan posiciones estratigráficas equivalentes a las de los afloramientos de esta Hoja dentro de la misma unidad estructural. El muro es desconocido por lo que no se puede evaluar la potencia de esta formación.

Las pizarras representan la litología más frecuente y por el tamaño de su grano van desde arenitas a lutitas o pelitas. Son sericíticas de color gris y por alteración pasan a marrones.

Presentan una marcada esquistosidad que enmascara totalmente a la estratificación.

Las cuarcitas afloran en capas y lentejones interestratificados entre pizarras. Son rocas de grano fino, formadas fundamentalmente por cuarzo y láminas de sericita, localmente ferruginosas. De colores claros, gris-marrón, la alteración de los materiales de hierro originan tonalidades rojizas que resaltan tanto las estructuras sedimentarias (laminaciones), como las esquistosidades y fracturillas que las afectan. Las capas tienen potencia variable, inferior a 2 m., y corrida decamétrica por lo general. En los lentejones son frecuentes estructuras tipo "boudin".

En las cuarcitas del techo de la serie, que es la posición de los afloramientos de la Hoja, aparecen frecuentes bandeados paralelos a la estratificación, que desaparecen al descender en la columna, donde se presentan

con carácter masivo. Este tránsito se ve claramente al norte de la Casa de la Plama (x: 287.800; y: 328.800) donde del bandeado del techo se pasa a bancos con 1 m. de potencia en unos 100 m. de afloramiento.

2.2 CARBONIFERO INFERIOR (H_{11-12}^{A-A})

2.2.1 Complejo Volcánico Sedimentario (H_{11-12}^{A-A} ; $P_1; P_2; V_2; P_3; (Pm); (J); V_3$)

A techo del Devónico Superior y en concordancia con las pizarras y cuarcitas se encuentra una importante unidad heterogénea compuesta por rocas volcánicas submarinas, con términos que van desde ácidos a básicos, y un armazón sedimentario constituido principalmente por pizarras, con aportes variables de elementos terrígenos y componentes biogénicos, químicos y volcánicos. Este complejo grupo estratigráfico imprime carácter a la región y se conoce en la literatura geológica con la denominación de Complejo Volcánico Sedimentario (C.V.S.), y también como V.S.

En general se trata de un volcanismo fisural explosivo en el que predominan rocas ácidas piroclásticas —con clastos de tamaño grueso a fino y texturas frecuentemente porfídicas), lavas, brechas y aglomerados. El volcanismo básico se encuentra representado por rocas extrusivas e intrusivas. La ubicación de los focos volcánicos se supone próxima al actual emplazamiento de piroclastos gruesos y coladas lávicas.

Se caracteriza esta unidad por frecuentes y bruscos cambios de facies, tanto en horizontal como en la vertical, no sólo entre los productos volcánicos sino también entre éstos y los sedimentos.

En la zona estudiada el C.V.S. aflora en el ángulo nor-oriental de la Hoja inmediatamente al norte de la carretera Huelva-Sanlúcar, y en una pequeña estructura anticlinal al norte de Sanlúcar de Guadiana.

Aunque no hemos encontrado fauna en la Hoja de San Silvestre de Guzmán, el C.V.S. es de edad Tournaisiense-Viseiense Inferior y Medio tanto por su posición en la columna estratigráfica como por correlación litológica. En efecto, dicho grupo se enmarca entre dos unidades bien data- das: Fameniense en el muro y Viseiense Superior en el techo. Por otro lado, los conodontos contenidos en lentejones calcáreos del C.V.S. de Sotiel-Caronada, son del Viseiense Inferior (V. DE BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975). Finalmente PRIEM (1968) por dataciones absolutas, realizadas con el método Rb-Sr en muestras de volcanitas ácidas de la For-

mación São Luis (Portugal), establece una edad entre 330 ± 15 y 344 ± 15 millones de años, que corresponde al Tournaisiense.

El espesor del C.V.S., considerado en conjunto, es muy variable de unos puntos a otros de la Faja Pirítica. Para los afloramientos de esta Hoja se calcula una potencia máxima de 650 m. en el Anticlinal de Puebla y se estima superior a 300 m. en el de Sanlúcar de Guadiana.

Las rocas sedimentarias interdigitadas con los productos volcánicos al mismo tiempo que confirman, junto con estructuras "pillow", grano-clasificación, etc..., el carácter submarino de las efusiones, permiten diferenciar períodos de intensa actividad volcánica y épocas de tranquilidad total o relativa, en las que, no obstante, la sedimentación continuó ininterrumpidamente. De esta manera es posible establecer una cronología relativa de los ciclos volcánicos, válida al menos para la misma unidad estructural si hay continuidad de afloramientos. En base a estas consideraciones se estudian en los próximos apartados las diferentes formaciones del Grupo Volcano-Sedimentario de enorme importancia económica, ya que asociados a ciclos de volcanismo ácido aparecen todos los depósitos de sulfuros polimetálicos y los yacimientos de manganeso de esta provincia metalogénica.

2.2.1.1 Volcanismo ácido inicial o inferior (H $\frac{v1}{11-12}$) ^{A-A}

La sedimentación de los materiales devónicos (grupo PQ) se vio bruscamente interrumpida por la erupción de rocas volcánicas producidas por un volcanismo explosivo multifocal.

En la zona estudiada el volcanismo ácido inicial se encuentra representado únicamente en la franja que aflora en el norte de la carretera Huelva-Sanlúcar de Guadiana. Ocupa las áreas topográficamente más elevadas de la Hoja, con cotas superiores a 300 m., y está constituido por tobas gruesas a finas y coladas de lava.

Las tobas gruesas son masivas y pasan de forma gradual a tamaños finos e incluso a pizarras aunque también aparecen facies masivas en contacto directo con pizarras. En el punto x: 287.100; y: 328.100 se encuentran bien representados los piroclastos gruesos, probablemente en la proximidad de un aparato volcánico.

Las coladas de lavas son a menudo vacuolares, con vacuolas alineadas de hasta 5 cm. de longitud, y presentan disyunciones prismáticas columnares cuya sección transversal tiene perímetro de magnitud decimétrica a métrica. En el punto x: 286.500; y: 328.800 y junto al Cortijo de Luis (x: 288.550; y: 328.300), hay buenos afloramientos de estructuras columnares. En las cumbres x: 286.650 e y: 328.800; x: 287.350 e y: 328.350 la acumulación

de productos volcánicos, principalmente lavas, sugieren emplazamientos de focos volcánicos.

Tanto los piroclastos como las lavas son de naturaleza riolítica y/o andesítica, composicionalmente muy leucocratos y texturalmente porfídicos.

El espesor calculado para los aportes de este ciclo volcánico es del orden de 250 m.

La pizarrosidad sólo se aprecia en los niveles de piroclastos finos.

2.2.1.2 *Pizarras y tufitas con jaspes (H^{A-A}₁₁₋₁₂ p1)*

En las áreas de la cuenca no afectadas directamente por el volcanismo, continuó la sedimentación pelítica terrígena, ahora con aportes de materiales volcánicos finos procedentes de las erupciones próximas, dando origen a una unidad litológica constituida por pizarras, tobas finas y tufitas con lentejones de jaspes. Esta formación no se encuentra representada en el C.V.S. de Sanlúcar de Guadiana.

Las tobas y tufitas aparecen interestratificadas con pizarras. En conjunto tienen color gris oscuro que al alterarse pasan a marrones. Los lentejones de jaspes van de escala métrica a decamétrica, son de color rojo intenso con frecuentes cristales de pirita.

Aún cuando esta formación puede ocupar cualquier nivel dentro del C.V.S., aquí es isocrona del primer volcanismo, y se encuentra tanto en contacto directo con el Devónico como a muro del segundo ciclo volcánico

A-A (H^{A-A}₁₁₋₁₂ V2).

La corrida máxima de dicha unidad suele ser inferior al kilómetro y su potencia, difícil de evaluar, muy variable pero siempre inferior a 20 m.

2.2.1.3 *Volcanismo básico espilitico*

Aunque no ha sido diferenciado en el mapa, se incluye aquí este episodio efusivo básico por la presencia de pequeños afloramientos no representables a escala 1:50.000.

Por otro lado no se descarta que parte de los afloramientos del NE del mapa, considerados rocas básicas intrusivas, sean espilitas efusivas intruidas por aquéllas. La diferenciación en el campo entre ambas facies es difícil debido a la alterabilidad de las rocas básicas sobre las que, por otra parte, se instala la agricultura de la zona.

Estratigráficamente se encuentra a techo del volcanismo ácido inicial
A-A
(H v1)
11-12

2.2.1.4 *Pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos de hierro y manganeso* A-A (H p2) 11-12

En concordancia con el volcanismo ácido inicial aparece una formación de pizarras, areniscas y cuarcitas, con nódulos de hierro y manganeso, ampliamente representada en el ángulo nororiental de la Hoja estudiada.

Las pizarras constituyen la litología dominante, son arcillosas, de color gris que por alteración pasan a tonalidades marrones. Presentan esquistosidad acusada. Las areniscas y cuarcitas son impuras, forman capas de potencia decimétrica, contienen minerales micáceos y su color es entre gris y marrón oscuro. En el interior de estas capas se aprecian estructuras sedimentarias como laminaciones, paralelas y oblicuas, y granoclasificación. La potencia de los nódulos oscila entre 1 y 10 cm. y su extensión lateral es siempre inferior a 2 m. Los de hierro son amarillentos y se encuentran limonitizados, los de manganeso son negros y están formados por pirolusita. Esporádicamente aparecen, intercalados en pizarras, pequeños lentejones de jaspes rojos.

Esta unidad representa un período de sedimentación tranquila entre el volcanismo ácido inicial y el intermedio. Su espesor es del orden de 100 m.

2.2.1.5 *Volcanismo ácido segundo o intermedio* (H V2) A-A 11-12

En concordancia con la formación H p2 y localmente con H p1
A-A
11-12 11-12
aparecen en el norte de la Hoja (flanco sur del Anticlinal de Puebla de Guzmán), y en el núcleo del Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana, productos piroclásticos correspondientes a un segundo ciclo de volcanismo ácido.

En el primero de dichos afloramientos predominan facies finas: tobas de grano fino, tufitas y cineritas. Son rocas con marcada pizarrosidad, de colores verdosos que al alterarse dan tonalidades rosáceas. El espesor medio de esta formación es de 100 m.

En el Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana, aunque no se indica en la cartografía, se puede distinguir un tramo inferior masivo con clastos de tamaño medio, a continuación un tramo intermedio de tobas con grano fino y nódulos de hierro y manganeso fuertemente replegados, y un tramo supe-

rior, también de grano fino, bien estratificado y con marcada pizarrosidad. En todo este conjunto predominan colores verdes y su potencia se estima superior a 100 m.

Petrológicamente los materiales de este ciclo volcánico son riolitas.

2.2.1.6 *Pizarras vinosas (H p3^{A-A 11-12})*

En el Anticlinal de Puebla de Guzmán, a techo del volcanismo ácido intermedio se ha diferenciado, en la mitad nororiental del C.V.S., una unidad pizarrosa con colores rosados de vino característicos, que dan nombre a la formación.

Las pizarras son arcillosas y limolíticas, tienen marcada esquistosidad, y

presentan cambios laterales de facies con el volcanismo H v2<sup>A-A
11-12</sup>. Su potencia

es de unos 50 m. y la corrida superior a 4 Km., pasando a la próxima Hoja de Puebla de Guzmán.

En el Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana no hay afloramientos cartografiados.

2.2.1.7 *Pizarras moradas (Pm)*

A techo y concordantes con H v2<sup>A-A
11-12</sup> en general, y localmente con H p3<sup>A-A
11-12</sup>, aparece siempre una capa de pizarras y tufitas o cineritas ferruginosas con radiolarios, de color morado típico aún cuando localmente puede presentar tonalidades verdosas. Esta capa constituye un nivel guía para todo el C.V.S. y es de gran importancia cartográfica. Su potencia media es de 20-30 m. pero localmente puede ser mucho menor. En el mapa se ha exagerado intencionadamente el espesor.

2.2.1.8 *Jaspes (J)*

Como se ha indicado en apartados precedentes, lentejones de jaspes se encuentran en varias formaciones del C.V.S. No obstante, en toda la Faja Pirítica son particularmente abundantes y presentan sus mayores dimensiones los afloramientos relacionados con el volcanismo ácido intermedio y sus facies litológicas asociadas, razón por la que se incluye aquí su descripción.

En la zona estudiada predominan los jaspes de colores rojizos ferrugininosos pero también aparecen tonalidades verdosas y grises. Los lentejones tienen dimensiones métricas a decamétricas y frecuentemente son manganesíferos por lo que, en algunos casos, han sido objeto de explotaciones mineras rudimentarias.

Debido a que en toda la Faja Pirítica las minas de manganeso se encuentran precisamente relacionadas con el volcanismo ácido intermedio, es frecuente designar con el nombre genérico de "formación manganesífera" a las unidades H_{11-12}^{v2} , H_{11-12}^{p3} y Pm, particularmente en áreas donde la sucesión estratigráfica no aparece tan clara como en la zona estudiada.

2.2.1.9 Volcanismo ácido tercero o superior (H_{11-12}^{V3})

A techo de las pizarras moradas (Pm) y concordantes con ellas se depositan los productos de una tercera fase volcánica ácida que constituye a su vez el techo del Complejo Volcánico Sedimentario.

Este tercer volcanismo tiene gran continuidad lateral en toda la Faja Pirítica, y está constituido fundamentalmente por piroclastos en facies que van desde tobas bréchicas poligénicas a tobas finas y tufitas bien estratificadas.

En la Hoja estudiada, dentro del Anticlinal de Puebla de Guzmán, abundan las facies finas, con colores verdosos, que pasan casi imperceptiblemente a pizarras con Posidonias del Viseiense Superior (H_{12}^{A3}). El espesor medio de esta unidad es de 50 m.

En el Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana el tercer volcanismo es el que tiene mayor superficie de afloramientos. Litológicamente predominan facies masivas (tobas recristalizadas o lavas), en capas o coladas de hasta 2 m. de potencia (Cumbre de las Tejas), pero también se encuentran representadas facies finas. El espesor de los productos volcánicos en esta zona es de unos 200 m.

Petrológicamente en ambos afloramientos los productos volcánicos son riolitas.

2.2.2 Viseiense Superior (H_{12}^{A3})

Concordante con el Complejo Volcánico Sedimentario se encuentra una monótona sucesión alternante de pizarras y grauvacas que constituyen el grupo Culm de la columna litoestratigráfica general del Cuadro I. Estos

sedimentos se extienden aproximadamente por el 85 por ciento de la Hoja y representa la fase flysch de la evolución de este geosinclinal.

El contacto con el Complejo Volcánico Sedimentario es normalmente vertical o invertido y localmente puede encontrarse fallado. La sedimentación se inicia con un nivel de pizarras con 20 m de espesor medio, muy fosilíferas. Sobre este nivel pelítico, y en concordancia, se depositó una serie bien estratificada de pizarras y grauvacas. Las capas en conjunto se caracterizan por poseer contactos planos y paralelos, e individualmente por una superficie inferior neta, y las de grauvacas por frecuentes marcas de base ("sole marks") y estructuras internas primarias características de cuencas turbidíticas.

Las pizarras son limolíticas, a veces carbonosas, de color gris oscuro, que por alteración dan tonalidades más claras. Su espesor es de escala centímetrica a métrica.

Las grauvacas forman estratos de potencia entre algunos centímetros y varios metros. Los fragmentos líticos son angulosos y poligénicos constituidos principalmente por pizarras, cuarcitas, lavas y tobas ácidas, y volcanitas básicas. Los componentes cristalinos son cuarzo y albita, como fundamentales, y, en menor proporción, micas y minerales pesados. El tamaño de los granos oscila entre gruesos y finos con predominio de las fracciones medias y finas. Localmente aparecen niveles de microconglomerados, con clastos de 2-3 mm. de diámetro, asociados a la base de las capas más gruesas.

Aproximadamente en el paralelo central de la Hoja, coordenadas x: 267.600; y: 323.150, se han localizado dos niveles de conglomerados poligénicos, mal clasificados. El espesor de estos niveles es aproximadamente 2 m. y se ha seguido durante 15 m. de longitud aunque, dadas las malas condiciones del afloramiento, esta dimensión puede ser mayor. Los cantes están bien redondeados y tienen relativamente alta esfericidad. Su diámetro es de escala milimétrica a centimétrica y se encuentran englobados por una matriz grauváquica de grano grueso.

Las estructuras sedimentarias encontradas en la base de los estratos de grauvacas están originadas por erosión de corrientes ("flute casts"), de objetos ("groove casts") o por carga ("load casts"). Las estructuras internas son: granoclasicación ("graded bedding"), laminaciones, "ripple marks", "convolute bedding". Es también frecuente la presencia de cantes blandos. Todas estas estructuras y su sucesión vertical coinciden con la secuencia establecida por BOUMA en 1962 para las facies turbidíticas clásicas y es posible establecer, a lo largo de toda la Hoja, secuencias Bouma completas Ta-e y, más frecuentemente, secuencias incompletas Tb-e y Tc-e. Localmente, cuando se

alcanzan espesores de 2 ó 3 m., las estructuras anteriores desaparecen, las grauvacas tienen aspecto masivo con alguna estructura "dish" (estructuras de "plato") y probables conductos de escape de fluidos, que plegados y alterados dan una disyunción bolar típica. Estos afloramientos pertenecen a la facies de "areniscas masivas" según establece WALKER (1978), y representan cambios graduales con las secuencias clásicas de Bouma en la evolución de corrientes de turbidez.

La relación grauvacas/pizarra en las turbidíticas clásicas es en toda la Hoja superior a la unidad (probablemente entre 2 y 5) y representan facies proximales que, siguiendo el esquema establecido por WALKER, se han depositado en el abanico intermedio de la cuenca turbidítica dentro de la llanura abisal e inmediatamente debajo del talud.

El depósito de las "areniscas masivas" representa facies de canal probablemente del mismo submedio sedimentario.

En el Culm son numerosos los yacimientos fosilíferos en toda la secuencia estratigráfica, siempre relacionados con capas de pizarra. En la Hoja estudiada se han encontrado los siguientes:

Lamelibranquios: *Posidonia Becheri*, BRONN y *Posidonia* sp.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.

Braquiópodos: *Protoniella* sp.

Los lamelibranquios y tallos vegetales, que son las más abundantes, indican una edad Dinantiense. Por su parte el braquiópodo *Protoniella*, que aparece en un sólo punto, representa una edad Dinantiense Superior-Namuriense. No obstante, por correlación con otros puntos equivalentes de la Faja Pirítica donde se han encontrado asociaciones faunísticas de *Posidonia becheri* con varias especies de céfalópodos y principalmente con "*Goniatites crenística*", PHILL., "*Goniatites striatus*", SOW. y "*Goniatites granosus*", PORT., se puede establecer una edad Viseiense Superior para el Grupo Culm.

La potencia de esta formación es difícil de evaluar con sólo datos geológicos según demuestran las cifras tan dispares que aparecen en la literatura (desde 500 hasta 3.000 m.). En la zona estudiada se puede afirmar que el espesor de la serie turbidítica aumenta de norte a sur y suroeste, y se estima superior a 600 m.

2.3 TERCIARIO

2.3.1 Plioceno

2.3.1.1 Arenas y limos arenosos gris-amarillentos (T_{21}^B)

En discordancia sobre los materiales paleozoicos se encuentra una serie de constitución eminentemente terrígena. Sus afloramientos se reducen al sector centro-sur donde alcanza un máximo de 15 a 20 m. de espesor con cambios laterales de facies graduales y coloración gris-amarillenta.

Dado el poco espesor y escaso afloramientos nos remitimos a los datos que sobre esta serie se dan en zonas adyacentes.

Petrológicamente estos sedimentos son litarenitas feldespáticas a sublitarenitas con sectores donde las litarenitas (pizarrarenitas) son abundantes. Los fragmentos de roca son prioritariamente de pizarras, grauvacas, limolitas metamórficas, fragmentos de volcánicas y chert. El tamaño es de arena media a fina, mas redondeada y capas con fracción lutítica importante.

Por su posición geográfica y los cambios de facies observados hacia los sectores de Ayamonte, estas arenas corresponderían a las barras litorales del complejo deltaico que atribuimos al Plioceno "sensu lato", ya que la base de esta formación se data en la Hoja de Ayamonte (8-41) como tránsito Mioceño-Plioceno.

2.3.1.2 Formación roja (T_2^B -Q)

En discordancia con la serie anteriormente descrita, se encuentra una formación constituida esencialmente por gravas, conglomerados y arenas de color rojo. La potencia de esta formación es variable con un máximo de 20 m. dentro del ámbito de la Hoja.

En esta formación puede distinguirse dos subtramos: El de base con predominio de las arenas y gravas sobre los conglomerados, paraconglomerados y ortoconglomerados.

Las arenas de esta formación son litarenitas o sublitarenitas, con fragmentos de roca de pizarra, grauvacas y chert. Los granos son subangulosos a angulosos. Los orto y paracanglomerados de ambos subtramos están constituidos esencialmente por cantos de cuarcita, grauvacas y pizarras, con predominio de las primeras y en proporción creciente hacia techo. Varían de subredondeados a subangulosos.

Las estructuras sedimentarias no son abundantes ni variadas. Se observa estratificación cruzada en surco, paleocanales y escasos ripples de corriente.

Dadas las características de esta formación dentro de la Hoja y en zonas próximas, puede deducirse una sedimentación originada por una red tipo braided poco densa para el tramo inferior con paso a un régimen de abanicos aluviales, en subtramo superior. En los sectores Este-Sureste, algunos bancos de paraconglomerados del subtramo superior presentan características de que su origen son debris-flows de alta densidad.

Es difícil observar la evolución en la vertical y horizontal de estos abanicos aluviales al estar cubiertos en gran parte por el glacis suprayacente.

Le atribuimos edad Pliocuaternaria, ya que su base son las arenas y limos gris-amarillentos de posible edad Pliocena sobre los que son discordantes y su techo es el glacis de edad Cuaternaria.

2.4 CUATERNARIO

2.4.1 Glacis (QG)

En discordancia sobre los sedimentos anteriores y como colmatación de la cuenca donde se disponen los abanicos de la formación roja se origina un glacis constituido por orto y paraconglomerados de matriz arenosa. Los cantos son esencialmente de cuarcita-cuarzo y varían de redondeados a subredondeados. Son frecuentes las costras ferralíticas, nódulos de arenisca ferruginosa y escasas las estructuras de pequeños canales con estratificación cruzada en surco. Su potencia varía de 0,5 a 3 m.

2.4.2 Aluvial (Q Al)

Tiene muy escasa entidad dentro del ámbito de la Hoja, reduciéndose a los escasos depósitos de los arroyos que vierten al Guadiana de escaso recorrido y fuerte pendiente. En general son gravas o arenas cuya procedencia son las pizarras y grauvacas en las que encajan estos arroyos.

3 TECTONICA

Las rocas paleozoicas de la zona estudiada, al igual que las del resto de la Faja Pirítica, fueron intensamente afectadas por la Orogenia Hercínica y

presentan diferente grado de deformación según su competencia y nivel estructural.

Aún cuando los geólogos que han estudiado esta parte del Macizo Ibérico reconocen que la deformación se ha producido en distintas etapas, no hay acuerdo en el número de fases ni en su relación temporal. La opinión más generalizada, que coincide con lo observado en la Hoja de San Silvestre de Guzmán, es de que existen tres etapas de plegamiento y una última de fracturación.

— Primera fase de plegamiento: Es la etapa principal para todo el cinturón pirítico y el origen de los grandes anticlinorios y sinclinorios que describen un arco de concavidad nororiental y dirección NNO-SSE en Portugal a ONO-ESE en Huelva y Sevilla. En San Silvestre estas estructuras tienen dirección N 90-120° E. Se trata de un plegamiento muy intenso, con anticlinales volcados hacia el sur y suroeste, y desarrollo de una esquistosidad de plano axial muy penetrativa, con buzamiento N o NE según la transversal, que en los niveles pelíticos de la pila sedimentaria enmascara a la estratificación S_0 .

Dentro de esta fase se han diferenciado, en otros puntos de la Faja Pirítica, estadios o subfases que responden a esfuerzos cuyos componentes principales tienen la misma orientación, precedidos probablemente por una elevación parcial del conjunto devónico-complejo volcánico que justificaría la naturaleza de los clastos en las grauvacas. Merece destacar la presencia de mantos de corrimiento an Aljustrel descritos por SCHERMERHORN y STATON (1969), y en Pero da Vinha (Mértola) estudiado por FANTINET (1971), que se interpretan como movimientos subhorizontales precoces de la etapa principal, posteriormente plegados al progresar ésta. También se han establecido estadios póstumos sin esquistosidad que originan principalmente fallas longitudinales.

— Segunda fase de plegamiento: Durante esta etapa se desarrollan pliegues de gran radio con dirección N-S o NE-SO, prácticamente perpendiculares a los de la fase principal, que localmente van acompañados por una esquistosidad S_2 menos penetrativa que la S_1 .

— Tercera fase de plegamiento: Etapa tardía que produce pequeños pliegues angulares en V o "kink folds", coaxiales con los de la fase principal, que sólo se manifiestan en la esquistosidad S_1 y a veces en S_0 . Originan una esquistosidad S_3 subhorizontal.

— Cuarta fase de deformación: Como etapa póstuma de la Orogenia Hercínica aparecen fallas conjugadas, con predominio de la familia de dirección aproximada NE-SO y NO-SE que a veces origina saltos importantes. Con menos frecuencia se encuentran también fallas N-S.

Temporalmente el plegamiento principal es sin duda posterior al Viseiense Superior en toda la región. Probablemente correspondan a la fase Sudética las etapas iniciales y a la Astúrica los estadios finales.

3.1 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

En correspondencia con cada fase deformadora se han generado diferentes estructuras que se describen a continuación.

— Primera generación de estructuras

S_0 : Estratificación.— Se manifiesta por bandeados en las rocas producidos por cambios de composición, color, tamaño de grano, etc.

S_1 : Pizarrosidad longitudinal.— Coincide con la superficie axial de los pliegues de la primera fase. Es muy penetrativa y aparece con mayor intensidad en las rocas incompetentes, pizarras, tufitas, etc. Su dirección el N 110-120° E y buzamiento norte o subvertical.

L_1 : Ejes de pliegues de la primera generación.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_1 , que origina estrías sobre S_0 formando estructuras prismáticas (mullions).

Geométricamente los pliegues de esta primera generación pertenecen a diferentes tipos predominando los asimétricos con vergencia sur. La escala del plegamiento varía desde milimétrica a kilométrica.

— Segunda generación de estructuras

S_2 : Pizarrosidad transversa.— Coincide con la superficie axial de los pliegues de la segunda fase de deformación, tiene dirección N-S o NE-SO y buzamiento subvertical. Es poco penetrativa.

L_2 : Ejes de pliegues de la segunda generación.— Son paralelos a la intersección de S_0 y S_2 .

Las estructuras resultantes son pliegues abiertos, concéntricos y de gran longitud de onda. Sus ejes son perpendiculares a los de la primera generación y en consecuencia fueron producidos por esfuerzos ortogonales y posteriores a los de aquélla.

— Tercera generación de estructuras

S_3 : Planos axiales de los pliegues en V o "kink folds".— Originados por deformaciones tardías de las estructuras anteriores, su acción se aprecia sobre S_1 y a veces también sobre S_0 , pero siempre en los materiales poco competentes.

L_3 : Ejes de los pliegues en V.— Son paralelos a la intersección de S_1 y S_3 .

— Fallas

Distintas deformaciones hercínicas llevan asociadas fallas longitudinales y oblicuas principalmente.

Las longitudinales son fallas en dirección, inversas, y con buzamiento norte. A este grupo pertenece la del norte de Sanlúcar de Guadiana que pone en contacto cabalgante el volcanismo ácido segundo o intermedio

$H^{A-A}_{V2\ 11-12}$ (2.2.1.5), sobre pizarras de la base de Viseiense Superior H^{A3}_{12} (2.2.2). Corresponden a estadios tardíos de la fase principal de deformación.

Las fallas oblicuas son generadas en las deformaciones hercínicas póstumas y se agrupan en dos familias: una de dirección N—S y otra de dirección NE—SO y NO—SE, ambas ampliamente representadas en la Hoja de San Silvestre.

3.2 ANALISIS β

La ubicación de la Hoja de San Silvestre de Guzmán, casi en la meridiana de la Faja Pirítica, parecía idónea para comprobar si era apreciable en su interior el cambio de dirección de las estructuras hercínicas de la fase orogénica principal que se observa a lo largo de esta provincia metalogénica, según fue expuesto en apartados precedentes. Para ello se dividió la Hoja por el meridiano central y de cada una de ambas partes se proyectaron los datos tectónicos de S_0 y S_1 en una falsilla equiáreal de SCHMIDT.

Se proyectaron 147 polos S_0 y 56 polos S_1 para la unidad oriental, y 143 S_0 y 41 S_1 para la mitad occidental, todos del Viseiense Superior (Grupo Culm). La coincidencia de los diagramas pone de manifiesto que el cambio de dirección del eje del plegamiento es inapreciable en el dominio estudiado. A la vista de estos resultados se elaboraron los diagramas 1 y 2 con los datos de S_0 y S_1 para todo el Viseiense Superior de la Hoja.

En el diagrama 3 se proyectan las medidas tectónicas del C.V.S. del Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana.

3.2.1 Geometría del Viseiense Superior (Grupo Culm)

El diagrama 1 comprende 286 polos S_0 que definen un eje β_1 subhorizontal, de dirección N 109° E y 6° de hundimiento y corresponde al eje estadístico del primer plegamiento.

El análisis de dicho diagrama muestra un máximo con el 14,6 por ciento de polos S_0 en una posición N 118° E con 30° de buzamiento norte. Un segundo máximo, con 6,6 por ciento de polos, aparece en la posición N 113° E con 70° N de buzamiento. Estos resultados confirman el tipo de pliegues que se observa en el campo y corresponden a un plegamiento asimétrico donde ambos flancos buzan al norte y es mayor el buzamiento de los flancos inversos, que, por otro lado son menos numerosos por encontrarse laminados e incluso afectados por fallas en dirección. Por esto en el campo se observa cómo las capas que constituyen las estructuras buzan siempre al norte con diferente ángulo.

En el mismo diagrama se proyectan 135 ejes y lineaciones que se disponen, con fuerte dispersión, a uno y otro lado del círculo máximo definido por el plano axial S_1 , hundiéndose suavemente al noroeste y sureste. La coincidencia de β_1 con la mayor concentración de proyecciones L significa que ambos están relacionados con la primera fase de plegamiento.

A partir de la dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo que pasa por los puntos de mayor concentración de polos, se ha definido el eje β_2 , con 30° de hundimiento en la dirección N 347° E, y representa el eje estadístico de una segunda fase de plegamiento prácticamente ortogonal a la primera, coincidiendo con lo observado en el campo.

En el diagrama 2 se proyectan 97 polos de la pizarrosidad S_1 . El máximo, de 19,5 por ciento, se encuentra en la posición N 112° E y buza 68° N. La traza del plano S_1 contiene el eje β_1 por lo que la esquistosidad es subparalela al plano axial de los pliegues de S_0 . Se trata por lo tanto de una esquistosidad de plano axial que pertenece a la primera etapa de plegamiento.

3.2.2 Geometría del Complejo Volcánico Sedimentario del Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana

En el diagrama 3 se proyectan 46 polos de S_0 correspondientes al C.V.S. del Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana. Estos polos definen un eje, β_1 , subhorizontal, con 4° de hundimiento en dirección N 93° E, y corresponde al eje estadístico del primer plegamiento tectónico.

El máximo de polos, con 17,4 por ciento del total, se encuentra en la posición N 95° E y buza 43° N. Hay un segundo máximo que buza 20° en la posición N 110-115° E.

Los resultados del diagrama confirman las observaciones de campo: los pliegues asimétricos, volcados al sur, con ambos flancos buzando al norte son los más abundantes.

El predominio de estos pliegues y la presencia de fallas en dirección,

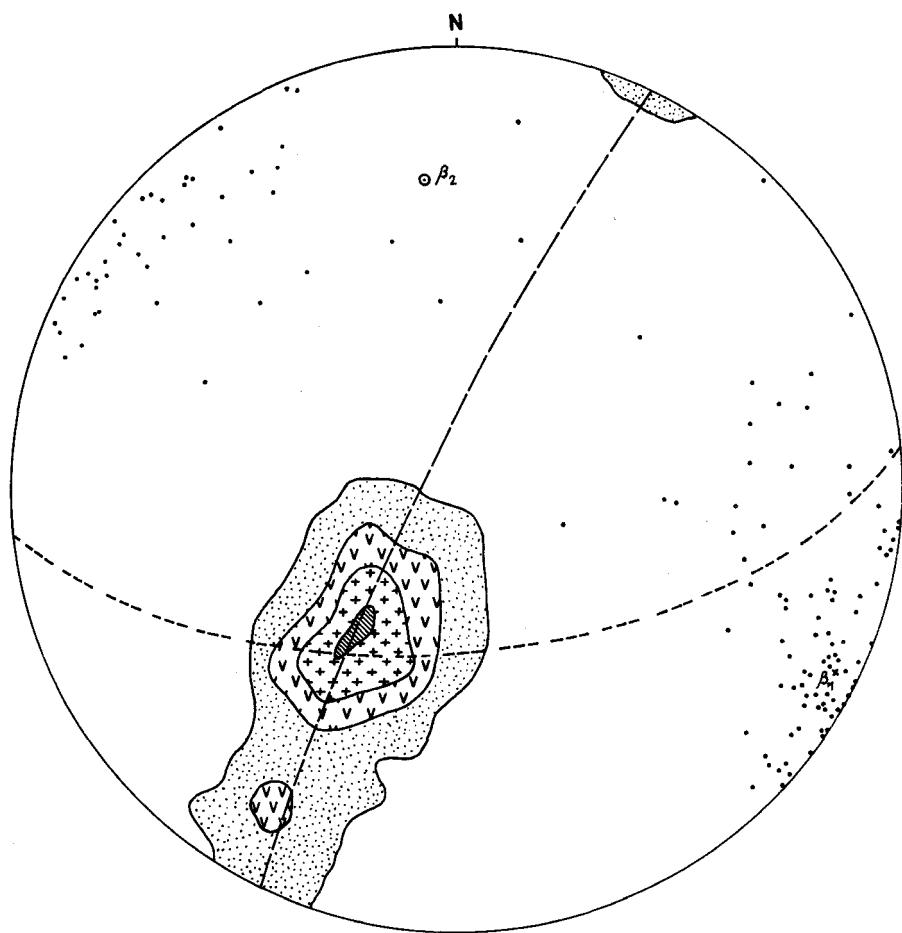


DIAGRAMA 1.— 286 polos de S_0 (contornos 3, 6, 10 y 14 por ciento) y 135 L_1 en el Viseense Superior (Grupo Culm).

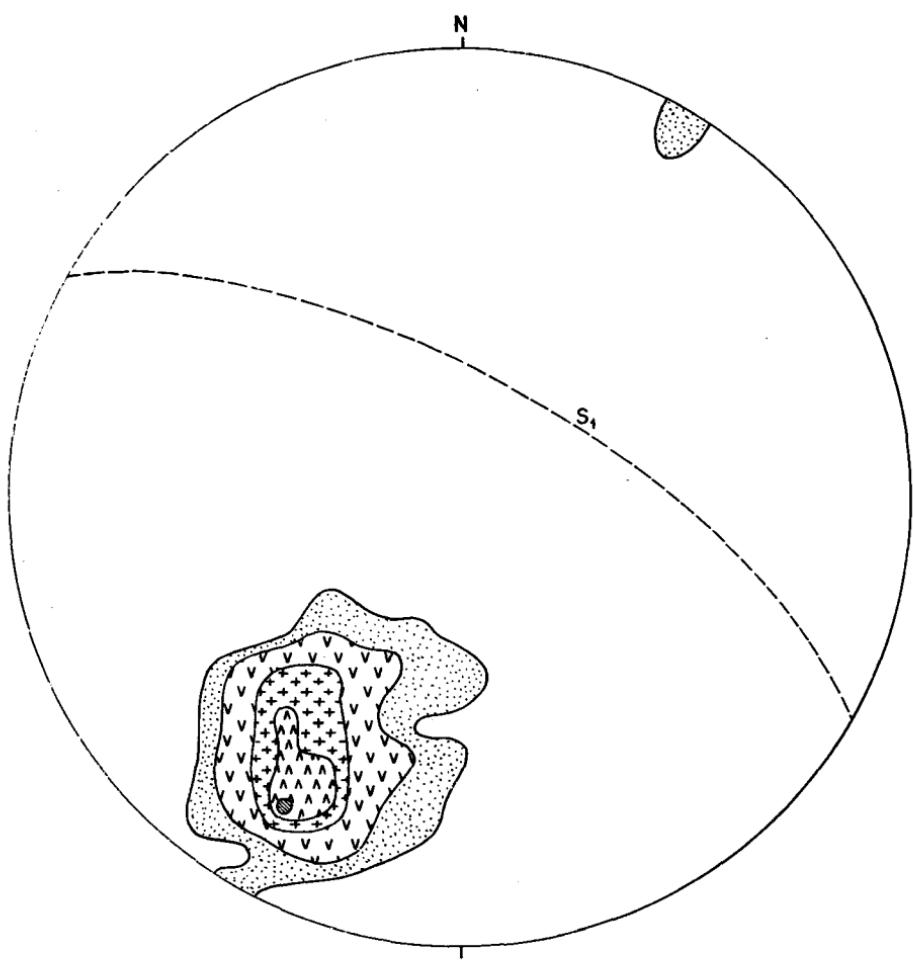


DIAGRAMA 2.— 97 polos de S_1 (contornos 3, 6, 12, 17 y 19 por ciento) en el Viseense Superior (Grupo Culm).

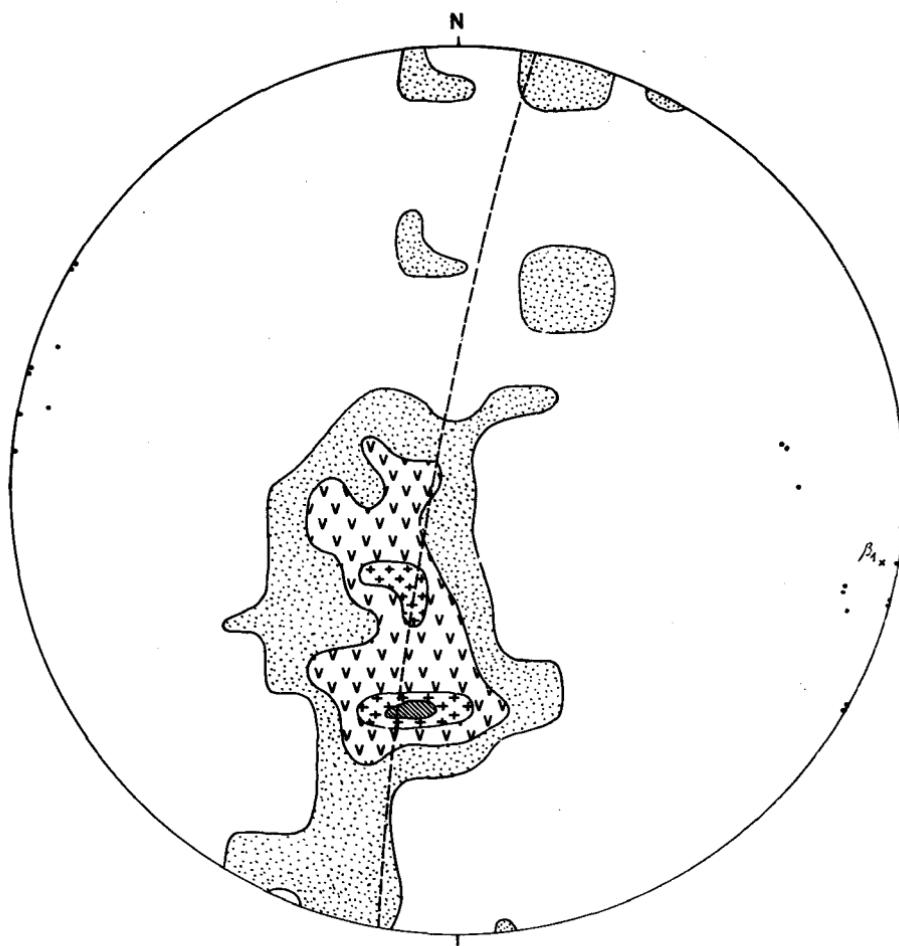


DIAGRAMA 3.— 46 polos de S_0 y 15 L (contornos 2, 6, 13 y 17 por ciento) en el Complejo Volcánico Sedimentario del Anticlinal de Sanlúcar de Guadiana.

que laminan los flancos sur, son las razones fundamentales de la escasez de polos correspondientes a planos con buzamiento meridional.

Las 15 lineaciones incluidas en el diagrama tienen fuerte dispersión y suave hundimiento al este y oeste. La posición del eje β_1 junto a la L_1 pone de manifiesto que ambas están relacionadas con la primera fase de plegamiento.

No se representan las pizarrosidades S_1 medidas, por ser insuficientes para un tratamiento estadístico, no obstante se ha comprobado que todas son subparalelas a la estratificación S_0 y representan pizarrosidad de plano axial, originadas en la etapa principal del plegamiento hercínico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La Faja Pirítica, de la que forma parte la Hoja de San Silvestre de Guzmán, representa la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero, situado al sur del geoanticlinal Beja-Aracena, formado a su vez por rocas de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior, considerado el área fuente de los materiales detriticos depositados en este geosinclinal.

Los sedimentos más antiguos de la Faja Pirítica pertenecen al Devónico, que en la zona estudiada forman parte del núcleo del Anticlinal de Puebla de Guzmán, a cuya estructura pertenecen los afloramientos del ángulo NE de la Hoja.

Aún cuando no hay uniformidad de opiniones sobre este punto, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuenca con subsidencia lenta y continuada, poco profunda, en la que existía equilibrio entre sedimentación y hundimiento. Parecen apoyar esta hipótesis las estructuras sedimentarias observadas en las cuarcitas y la presencia de niveles carbonatados lenticulares de facies nerítica profunda (con algas y foraminíferos bentónicos).

En el tránsito del Devónico al Carbonífero sin variar sensiblemente las condiciones de sedimentación, se produjo, desde el Tournaisiense al Viseiense Inferior, una etapa de inestabilidad cortical y se originan series de fracturas acompañadas de emisiones volcánicas submarinas, según confirman la presencia de "pillow-lavas" y los niveles de pizarras entre coladas. Las efusiones están representadas por lavas y piroclastos.

El volcanismo a escala regional se desarrolla en cuatro ciclos o episodios

superpuestos, separados por períodos de tranquilidad total o relativa. Dichos ciclos, de muro a techo, son:

- Volcanismo ácido inicial.
- Volcanismo básico.
- Volcanismo ácido intermedio.
- Volcanismo ácido superior.

Los productos volcánicos son lavas ácidas y básicas, y sus correspondientes piroclastos, que en las efusiones ácidas son los más abundantes. Esta es la secuencia volcano-sedimentaria más completa, y se encuentra perfectamente representada en la Hoja de San Silvestre. Localmente puede faltar alguno de estos episodios, con frecuencia los más antiguos, o tener una representación cartográfica muy reducida.

Entre el Devónico y el volcanismo ácido intermedio se instalan intrusiones básicas formando "stocks lopolíticos" y "sills" de composición diabásica albítica.

Finalizada la actividad volcánica se inicia un progresivo hundimiento de la cuenca y la deposición, durante el Viseiense Superior, de un horizonte pizarroso en la base, seguido de una serie turbidítica de pizarras y grauvacas que representa la fase flysch en la evolución del geosinclinal. La presencia de clastos volcánicos en las grauvacas implica la emersión y erosión de los materiales del C.V.S., hecho que debió producirse durante los primeros movimientos hercínicos (Fase Bretónica?). Durante el Carbonífero Superior tienen lugar los principales movimientos hercínicos que originan pliegues tumbados con vergencia sur, de dirección ONO-ESE, y una esquistosidad longitudinal de plano axial muy penetrativa. Esta etapa de deformación, probablemente la Fase Astúrica, es la fase orogénica principal e imprime es estilo tectónico dominante en la región. Esta misma fase Astúrica origina posteriormente pliegues ortogonales a los anteriores, de gran radio, escasos en número y acompañados de una esquistosidad poco penetrativa.

Movimientos hercínicos tardíos intracarboníferos plegaron la esquistosidad S_1 , dando pliegues en V o "Kink folds", originaron la red de fallas que afecta a toda la comarca y finalmente emergieron la región que quedó sometida como país rígido a erosión.

Dentro del ámbito de la Hoja no se poseen datos que completen la evolución de la zona desde la culminación de la orogenia Hercínica y los materiales que afecta, hasta el Mioceno Superior-Plioceno. Si bien en zonas próximas existen afloramientos mesozoicos, no hay constancia de su depósito en la zona de trabajo, por lo cual puede decirse que con posterioridad a la orogenia Hercínica los sedimentos del Paleozoico quedaron sometidos a

los procesos erosivos que perduraron hasta el Mioceno Superior-Plioceno, en que ocurren una transgresión que origina los depósitos fluvio-marinos (deltáicos o de ensenada) de las arenas y limos gris-amarillentos.

Con posterioridad el mar se retira definitivamente de la zona y los movimientos epirogenéticos que provocan esta regresión reactivan los sistemas de fallas dando lugar a zonas deprimidas donde se desarrollan el sistema de abanicos aluviales de la Formación roja. La pleniplanización y total colmatación de estas depresiones acompañada de un posible cambio climático será la causante del Glacis con el que culminan los depósitos aluviales.

Por cambio de nivel de base se produce el encajamiento de la red fluvial y el desarrollo del aluvial reciente.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS METASEDIMENTARIAS

El metamorfismo que afecta a los materiales devónico-carboníferos de la Hoia, tanto a los inicialmente sedimentarios como a los volcánicos, es del tipo regional con un carácter fundamentalmente dinámico. Corresponde al grado epizonal en su nivel superior de la zona de la clorita, de paragénesis metamórfica estable formada por sericitaclorita-cuarzo.

Las rocas sedimentarias pelíticas se transforman en pizarras y las grauvacas en metagrauvacas; dándose igualmente, como es lógico, los pasos intermedios de unas a otras y alternando en la serie Viseiense Superior, tramos pizarrosos con otros grauváquicos, no sólo en grandes paquetes sino también a escala de lámina en niveles de escasos milímetros.

La estratificación residual es todavía visible en muchos casos, paralela y oblicua a la esquistosidad principal de subflujo, o sólo de fractura en el caso de los materiales más groseros. Los efectos de la 2^a deformación tectónica de las dos observables en lámina delgada sólo son potentes en las pizarras más finas con la presencia de una segunda esquistosidad exclusivamente de fractura que produce deslizamientos suaves y locales y crenulaciones ligeras de escasa penetratividad. Esta superficie de esquistosidad segunda es oblicua y casi normal a la primera.

Dentro de las *pizarras* encontramos tipos pelíticos, cuarzosos y limolíticos. Los componentes fundamentales son sericitacuarzo y clorita subordinada, variando todos ellos en proporciones de unas a otras: las pelíticas

son composicional y texturalmente muy homogéneas; las limolíticas pueden presentar alternancia de lechos con partículas de limo de cuarzo más abundante con otros más escasos en este componente detrítico o bien, ser igualmente regulares y homogéneas; y por último las pizarras cuarzosas en las que la presencia en este mineral microcristalino puede ser tan notoria que podríamos denominarlas incluso como silexitas micáceas.

En cualquiera de los casos son de destacar los tipos ferruginosos con tinte morados o pardo-rojizos, impregnados de mineral de hierro (óxidos y/o hidróxidos). Otras rocas son nodulosas y aparecen plagadas de cuerpos redondeados, a veces ligeramente ovoides, formados por cuarzo micro a fino-cristalino y mineral de hierro, cuya procedencia se debe a restos fósiles de radiolarios en mas estado de conservación y dudosa clasificación.

Son comunes los fenómenos de silicificación tardía en su modalidad fisural y accidentales las de potasificación, igualmente fisural. Del mismo modo se han observado los efectos de un incremento térmico en algún nivel pizarroso, en el que se empiezan a constituir cantidades insignificantes pero visibles de biotita y aparecen texturas de segregación. Los constituyentes accesorios en proporciones muy inferiores (trazas) son: grafito-esfena-circón-turmalina y apatito.

La esquistosidad en las pizarras tanto pelíticas como limolíticas del Viseiense es principalmente de fractura, por tanto, menos evolucionada que las del Devónico Superior que suelen alcanzar normalmente la fase de sub-flujo.

Las *metagrauvacas* son rocas composicionalmente homogéneas; sus variaciones son granulométricas y cuantitativas y consisten estas últimas fundamentalmente en combinaciones diferentes de matriz pizarrosa y unidad fragmentaria. La mineralogía es simple y bastante constante, de clastos cristalinos y líticos, con relaciones de cuarzo-albita-líticos comprendidas en el espacio correspondiente a litarenitas feldespáticas de la clasificación de Folk.

Los fragmentos cristalinos están formados por cuarzo y albita esenciales, minerales micáceos de moscovita y biotita en estado de cloritización frecuentes, fracción pesada visible con óxidos de hierro, leucoxeno y mineral opaco escasos y por último circón-rutilo-turmalina y apatito muy raros.

La fracción lítica comprende clastos de rocas volcánicas y metamórficas en proporciones bastante semejantes aunque ligeramente variables, pero considerando la presencia de los primeros como más extraordinaria se toma como apelativo usual (Metagrauvaca feldespática volcánica).

Los volcanoclastos pertenecen siempre a tipos queratofídicos lávicos y sólo algunos tobáceos compuestos de albita y clorita exclusivamente, con

texturas fluidales, traquíticas, pilotáxicas y criptocristalinas con microfeno-cristales. Los metamórficos abarcan toda la gama de materiales poco evolucionados, pizarras, filitas, y micaesquistos epizonales; el grafito es componente común; el granate se observa localmente. Otros fragmentos líticos menores son de silexitas, chert e intercrecimientos gráficos cuarzo-feldespáticos procedentes de rocas graníticas o neises.

La unidad fragmentaria muestra en conjunto bastante mal calibrado y formas angulosas y subangulosas. En la matriz, además de clorita esencial, microcuarzo y sericita subordinados, se observan en algunas de las muestras calcita de buena cristalinidad, que a menudo corroe y sustituye a los clastos de albita y volcánicos.

Uno de los ejemplares corresponde a material carbonatado recristalizado impregnado de substancia terrígena limolítico-arcillosa abundante procedente de una marga.

Los efectos dinámicos proporcionan pizarrosidad de fractura en las metagrauvacas más finas o con mayor contenido de matriz arcillosa, sin embargo, en las que domina la fracción detrítica ésta es irregular, poco penetrativa e incluso apenas visible. Nunca sobrepasan la zona de la clorita del grado bajo del metamorfismo regional.

5.2 ROCAS IGNEAS

Aparecen en este área las de carácter efusivo, lavas o piroclastos, y algunos diques de composición básica.

Aunque el metamorfismo y la tectónica hercínicos han afectado a estos materiales extrusivos en grado bajo, no resulta en algunas ocasiones fácil distinguir las rocas piroclásticas de las coladas, debido a la recristalización de la matriz y a la ausencia de fenoclastos o de microlitos entre otros rasgos más destacables.

Se puede diferenciar dos tipos de volcanismo de distinta naturaleza, uno ácido-intermedio formado por rocas de composición cuarzoqueratofídica y queratofídica y otro más básico de composición mineralógica espilítica.

5.2.1 Volcanismo ácido-intermedio

Rocas lávicas: Forman un grupo de rocas de características tanto texturales como mineralógicas análogas, pertenecientes en general al volcanismo ácido 1. Se trata de tipos Dacíticos-Riolíticos alcalinos saturados en sílice, con albita como feldespato fundamental y fenocristales de cuarzo, y com-

posicionalmente muy leucocráticos (único ferromagnesiano biotita o clorita accesorios).

Texturalmente son porfídicas con matriz esferulítica. Los fenocristales son muy escasos y aislados y son de cuarzo con recrecimientos feldespáticos en los bordes a modo de coronas. Sólo accidentalmente aparecen algunos de albita. La mesostasis es de grano fino y está constituida por albita en esferulitos con texturas radiadas poco patentes.

Aunque la mayor proporción del cuarzo es primaria, sin embargo parte del que podemos encontrar en la matriz intersticial y sobre todo en fisuras corresponden a una silicificación tardía de la albita bastante intensa. El K feldespático sustituye a los esferulitos albíticos de la matriz y produce un parcheado en los escasos fenocristales existentes. Comúnmente llama la atención su alteración sericítica general o autometamórfica, que afecta a la albita y que presenta acciones deformantes que la orienta. Los componentes accesorios menores en calidad de traza son: opaco mineral de hierro-apatito y círcón.

Rocas piroclásticas: Existe un tipo de piroclastita bien representada con textura porfidoclástica y pasta microcristalina más o menos esquistosa en la que abundan los fragmentos, tanto cristalinos de albita y cuarzo esporádico, como íticos de lavas con texturas microlíticas y pilotácticas de igual composición intermedia queratofídica. La mesostasis esquistosa está constituida por clorita y albita microcristalinas. La presencia de cuarzo y carbonatos es posterior como productos de relleno intersticial o fisural. A veces aquí, al igual que en los materiales lávicos, se puede observar además una potasificación tardía de los fenoclastos de plagioclasa alcalina y de la matriz. Los constituyentes accesorios son los mismos para todas estas rocas: m. hierro-círcón-apatito-esfena y opaco.

Otro tipo de rocas representado es cinerítico muy fino o vítreo con fenoclastos prácticamente ausentes, actualmente recristalizado y de aspecto totalmente pizarroso. Mineralógicamente está formado por cuarzo, sericitita, clorita (accesoria) y con o sin K-feldespato; todos estos componentes microcristalinos, lo que hace posible la observación de las dos superficies de esquistosidad S_1 y S_2 . A veces sólo se encuentran fenoclastos aislados de cuarzo en matriz pizarrosa sericítica. La aparición del ferromagnesiano es accesoria o casual, en muchas ocasiones sólo se aprecia mineral de hierro y esfena. Es muy frecuente encontrar gran parte del cuarzo de formación tardía llenando intersticios y fisuras abundantes. También puede aparecer albita de nueva generación en las paredes de las vetas cuarzosas en cristales prismáticos bien desarrollados.

5.2.2 Volcanismo básico

Encontramos en este volcanismo unas rocas de composición espilítica completamente alteradas o productos autometamórficos de transformación isoquímica de bajo grado: clorita-albita-carbonatos-sericitas y en las que la presencia de texturas originales está borrada parcial o totalmente (metabasitas). Se trata de materiales con textura porfídica residual esquistosa y en las que el componente ferrogmanésico está transformado en clorita, carbonatos y frecuentemente además en rutilo y m. de hierro, y la plagioclasa primitivamente calcosódica está albitizada. Existe una confluencia de procesos de autometamorfismo y metamorfismo regional. Los minerales accesorios son: rutilo, cuarzo, apatito y opaco.

5.2.3 Diabasas (F_e^3)

Se presentan como stocks lopolíticos, con contactos oblicuos y verticales a las estructuras generales, y frecuente en forma de sills a veces concordantes con las estructuras.

La diabasas atraviesan la columna estratigráfica hasta el muro del volcanismo ácido intermedio (H V2^{A-A}₁₁₋₁₂) y por lo tanto la edad mínima de las intrusiones es la del comienzo de dicho episodio. Intruyen asimismo las rocas básicas efusivas con lo que diferenciar entre el carácter efusivo o intrusivo de estas rocas no siempre puede hacerse con certeza.

Al igual que los materiales volcánicos estudiados se encuentran afectados por una alteración autometamórfica equivalente a la facies de esquistos verdes, sin embargo, la manifestación metamórfica puede ser tan débil que se conserve aún el clinopiroxeno primario como cristales residuales. Su textura es ofítica de medio a grueso-granular, a veces incluso poiquilofítica. Los constituyentes son plagioclasa albitizada y clorita asociada a otros minerales como esfena, carbonatos y m. de hierro. La plagioclasa se encuentra parcialmente reemplazada por carbonatos, sericitas y mineral de epidota. Es bastante común en estas diabasas la presencia de esfena con evoluciones de m. de hierro que sustituye a un opaco titanífero. Son visibles fenómenos cataclásticos.

6 METALOGENIA

La Hoja de San Silvestre de Guzmán se encuadra en una de las provincias metalogénicas más importantes de Europa: La Faja o Cinturón Pirítico Ibérico que se extiende desde Sevilla, en España, hasta el Océano Atlántico, en Portugal, con una longitud del orden de 240 Km. y una anchura media de 45 Km.

El potencial minero de esta región se estima superior a mil millones de toneladas de sulfuros con leyes medias de 44-48 por 100 de S; 39-44 por 100 de Fe; 2-6 por 100 de Cu + Pb + Zn; 0,3-0,5 por 100 de As; 0,2-1,5 g/t de Au y 5-40 g/t de Ag. Se admite que unos 250 millones se han extraído, 500 millones son reservas seguras y el resto constituye mineral probable.

Otras mineralizaciones de esta provincia son las de maganeso y, con menos importancia, los filones hidrotermales de calcopirita, plomo, estibina y barita.

6.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS

Aunque se citan hasta 34 especies de minerales metálicos primarios, la mena comprende: pирита (60 al 90 por ciento del total), calcopirita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirrotina y cinabrio, que justifican sobradamente el carácter polimetálico y complejo de estos depósitos. La ganga son carbonatos (0-25 por 100) y silicatos 5-15 por 100).

Desde comienzo de la década de los años 60, se admite que los yacimientos de sulfuros del Cinturón Pirítico son singenéticos y que se han formado por procesos exhalativo-sedimentarios. El carácter singenético y sedimentario se pone de manifiesto por la relación de los depósitos con ciertos niveles de la columna estratigráfica; por la concordancia entre éstos y la roca caja; por la lenta transición, en algunos casos, entre ésta y aquéllos y por las estructuras sedimentarias observadas en las mineralizaciones masivas, principalmente estratificación gradada. El origen exhalativo se confirma por la estrecha asociación entre los yacimientos y ciertos episodios efusivos ácidos del Complejo Volcánico Sedimentario.

El mecanismo que origina las mineralizaciones puede esquematizarse como sigue:

En las últimas etapas de cada ciclo del volcanismo ácido submarino fisural, instalado en la región durante el Tournaisiense-Viseiense Inferior, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central pero principalmente por alguna de su adventicios, que se disuelven en el agua. En

cuenca de ambiente reductor y por procesos bacteriológicos, se produce el ión sulfuro S^2- que al combinarse con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, etc.) contenidos en salmueras oceánicas y/o procedentes de la sedimentación normal de la cuenca, origina lodos geliformes de sulfuros complejos que se depositarían en pequeñas depresiones continuamente neoformadas en un fondo marino inestable debido a la actividad volcánica. Estos lodos originan depósitos estratiformes masivos, y cuando se emplazan cerca del foco volcánico, dan lugar a yacimientos "proximales" que llevan asociada una mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo "stockwork", de geometría columnar que corresponde a chimeneas de aporte de los elementos que originan las masas. Si el transporte de los geles sulfurosos es mayor, el yacimiento es "distal" y no tiene "stockwork" asociado. Evidentemente entre ambos tipos hay situaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriores modificaciones debidas al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización. En la actualidad, para distinguir ambos yacimientos es necesario recurrir a las facies del volcanismo ácido correspondiente y a las estructuras sedimentarias de la mineralización. Los depósitos "proximales" se encuentran relacionados con piroclastos gruesos y en ellos las estructuras sedimentarias sin infrecuentes y groseras; en los depósitos "distales", por el contrario, dichas estructuras son muy claras, principalmente la estratificación gradada, y los productos volcánicos de tamaño muy fino.

Morfológicamente los depósitos masivos son generalmente lenticulares, con longitudes extremas de 50 a 2.900 m.; potencia entre 3 y 100 m.; tercera dimensión casi siempre superior a 150 m. y tamaño entre 1 y 50 millones de toneladas.

Los procesos de meteorización durante el secundario y el terciario originaron "gossan" o monteras de hierro (hematites, gohetita y limonita principalmente), y en la zona de cementación, enriquecimientos secundarios de oro, plata y cobre, objeto de explotación desde tiempos prehistóricos por tartesos, fenicios y romanos.

Las monteras de hierro fueron los indicios que permitieron llegar al mineral en épocas pasadas. Actualmente todos los afloramientos de gossan se encuentran reconocidos con labores mecánicas y en la investigación de nuevas masas se utilizan técnicas geofísicas, principalmente, y geoquímicas. Los métodos geofísicos más indicados son eléctricos "sensu lato" y el gravimétrico, que miden dos propiedades físicas características de los sulfuros masivos: su buena conductividad eléctrica y su elevada densidad. Ambos métodos son complementarios y para establecer la naturaleza "metálica" o "sin metal" de la anomalía de cualquiera de ellos es necesario comprobarla

con el otro (STRAUSS, FERNANDEZ ALONSO y MADEL, 1974). Los métodos geoquímicos tradicionales tropiezan con el inconveniente de la elevada contaminación de toda la Faja Pirítica y por esto su aplicación práctica es muy limitada. La mercuriometría parece tener mejores posibilidades.

Desde 1960 en todos los descubrimientos de nuevas masas, los métodos geofísicos han desempeñado un importante papel (STRAUSS, MADEL y FERNANDEZ ALONSO, 1977).

En la Hoja de San Silvestre de Guzmán no se conocen depósitos de sulfuros, no obstante sus posibilidades potenciales son muy elevadas tanto directamente en los afloramientos del Complejo Volcánico Sedimentario, como en este mismo horizonte bajo el Viseiense Superior (Grupo Culm). En relación con el C.V.S. basta recordar que en el Anticlinal de Puebla de Guzmán se encuentran los importantes yacimientos de Tharsis, (con once diferentes masas) Lagunazo, Herrerías y Cabezas de Pasto. Las posibilidades en el sub-culm están relacionadas con la extrapolación de estructuras antiformales portuguesas, algunas productivas (Neves-Corvo).

6.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Se encuentran los yacimientos de manganeso en el Complejo Volcánico Sedimentario y más concretamente en la "formación manganesífera" (H v2^{A-A}, 11-12, H p3^{A-A}, 11-12 y Pm).

Son depósitos estratiformes, de origen singenético sedimentario, y se presentan en general asociados a jaspes (J) y pizarras ferruginosas (Pm). La mena primaria está compuesta por silicatos y carbonatos (rodonita y rodocrosita) y normalmente se explotan óxidos y peróxidos (pirolusita, psilomelana, wad) procedentes del enriquecimiento secundario de la mineralización primaria, que se encuentra en fracturas y fallas en forma de "bolsadas".

En la Hoja de San Silvestre hay pequeños yacimientos de manganeso, tanto en el Anticlinal de Puebla como en el de Sanlúcar.

6.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

En La Faja Pirítica son numerosos los yacimientos filonianos hidrotermales de baja temperatura, relacionados con fracturas y diques, y siempre del tamaño reducido y escaso interés práctico.

En el dominio de la Hoja estudiada sólo aparecen pequeñas

mineralizaciones filonianas de barita en el culm y en el volcanismo ácido superior.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA

En la actualidad no existen minas activas dentro del dominio de la Hoja de San Silvestre de Guzmán.

7.1.1 Yacimientos de Manganeso

— Anticlinal de Puebla de Guzmán

Hay varios registros mecánicos de pequeña importancia en esta estructura. Entre ellos destacan las minas de "La Gozala" y "Albertina".

Mina Gozala.— Pertenece al término municipal de Villanueva de los Castillejos (x: 290.300; y: 326.200).

Tiene una pequeña corta y varios pozos y trancadas de los que han sido extraídos óxidos, carbonatos y silicatos de manganeso de no muy buena calidad. La mineralización se presenta en filones estrechos y raramente en bolsadas.

Desde 1952 a 1960 se trajeron 3.735 toneladas con leyes que oscilan entre 25 y 31 por 100 de Mn y 15 a 30 por 100 de sílice (PINEDO VARA, 1963).

Mina Albertina.— Se encuentra en el término municipal de Villanueva de los Castillejos (x: 286.100; y: 323.600). Las labores mineras comprenden una pequeña corta de 40 m. de larga en dirección E-O y dos pozos al norte. La mineralización arna en jaspes ferruginosos que aparecen en el contacto entre el volcánico ácido intermedio y pizarras vinosas. Aún cuando descubrimos producción y leyes, de las labores existentes se deduce que no fueron importantes.

— Anticlinal de Santiúcar de Guadiana

Son muy abundantes los registros pero no hay ninguna mina destacable.

7.1.2 Yacimientos filonianos de barita

De muy poca importancia siempre, se encuentran en pequeñas fracturas, dentro del volcanismo ácido superior, en el término municipal de Sanlúcar de Guadiana en los parajes: Cabezo de la Veracruz (x: 268.650; y: 326.950) Valle de la Sepultura (x: 267.700; y: 327.600) y Cumbre de las Tejas (x: 268.600; y: 328.500), o en pizarras y grauvacas del Viseíense Superior como la mina de Doña Alonso, situada a 4 Km. al SE de San Silvestre de Guzmán (x: 279.500; y: 314.700). Esta última se instala en una falla de dirección N 100° E y sus labores mecánicas se limitan a una peña corta de 10 x 5 x 3 metros y un pozo de unos 4 m. de profundidad.

Las minas de la Veracruz y de Doña Alonso son citadas por PINEDO VARA (1963).

7.2 CANTERAS

No existen canteras en la superficie de esta Hoja.

7.3 HIDROGEOLOGIA

El carácter impermeable de los terrenos paleozoicos impide la formación de acuíferos importantes. Las únicas posibilidades de aguas subterráneas, sólo para pequeños usos humanos y excepcionalmente ganaderos, están en relación con la capa alterada de los afloramientos de rocas básicas y con zonas fracturadas y contactos litológicos tectónicos. Por otra parte, el rendimiento de estas capataciones acusará la influencia estacional.

Las mayores posibilidades hidrogeológicas se encuentran en el SE de la Hoja, en relación con los sedimentos terciarios.

8 BIBLIOGRAFIA

- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)". *I.G.M.E.*
- ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Nerva (núm. 938)". *I.G.M.E.*

- BARD, J.P. (1969).— "Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidental: sa place dans le segment 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 type Riotinto". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 273, pp. 1087-1090.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1974).— "Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique. *Centenaire de la société géologique de Belgique: Gisements stratiformes et provinces cuprifères*". Liege, pp. 287-315.
- BOOGAARD, M. Van Den (1963).— "Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal". *Geol. Mijnb*, núm. 42, pp. 248-259.
- BOOGAARD, M. Van Den (1967).— "Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)". *Doctoral Thesis. Univ. of Amsterdam. Rotterdam. Deltro*, 113 p.
- BOOGAARD, 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.
- 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.; CORREIA, H.; INVERNO, C. (1976).— "Contribuição para a conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo de Pulo do Lobo". *Mem. y Notic.*, núm. 82, pp. 145-169. Univ. Coimbra.
- CARVALHO, D. (1977).— "Geología, Metalogenia e Metodología da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal". *1^{er} Curso Roso de Luna: Área II. I.G.M.E.*, pp. 91-145.
- CALVALHOSA, A. O da (1961).— "Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espíritos da ragão de Castro Verde-Messejana". *Com. Serv. Geol. Portugal*, núm. 45, pp. 371-390.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R.; PHILLIPS, L. (1971).— "Depositional structures and processes in the non-barred High-energy nearshore". *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- CRUZ GASPAR, O da (1961).— "Associação genética dos espíritos com os

- jazigos de manganés de Baixo Alentejo". *Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DESPREZ, D. y SOLER, E. (1970).— "Les minéralisations pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva". *Bull. B.R.G.M., París*, sect. II, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1957).— "Esbozo geoquímico y mineralogenético 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)". *I.G.M.E.*
- FEBREL, T. (1967).— "Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)". *Enadimsa*, Madrid.
- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).— "Los yacimientos de sulfuros polimetálicos 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". *Estudios geológicos*, VIII, pp. 93-124, Salamanca.
- GAVALA, J. (1936).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo". *I.G.M.E.*, Madrid.
- GAVALA, J. (1949).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío". *I.G.M.E.*, Madrid.
- GAVALA, J. (1952).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana". *I.G.M.E.*, Madrid.
- 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. Com. Mapa Geol. de Esp.*, Madrid.
- HOLLINGER, R. (1958).— "Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva". *Tesis Geol. Inst. Munster*.
- HORIKISHI, 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.
- 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. Wiiss. 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. París*, t. 270, pp. 1563-1566.
- LECOLLE, M. (1971).— "Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrito-cuprifère de Huelva. Conséquences à l'échelle régionale". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 272, pp. 1956-1959.
- LECOLLE, M. (1972).— "Succesión lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 274, pp. 505-508.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973).— "Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyritocuprifère sud-ibérique". *C.R. Acad. Sci. París*, t. 276, pp. 141-144.
- 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.
- 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.
- MALDONADO, A. (1972).— "El delta del Ebro". *Boletín de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Barcelona*.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).— "Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva". *Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.*, vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- 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, 3^a serie, Madrid.
- MUÑOZ CABEZON, C.— "Memoria del Sondeo núm. 9 "El Asperillo". Comisión de investigaciones Petrolíferas "Valdebro". Madrid, septiembre 1967. (Inédito).
- PASSEGA, R. (1957).— "Texture as characteristic of clastic deposition". *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*. V. 41, núm. 9, pp. 1952-1984.

- PASTOR, F. y LEYVA, F. (1974).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.000. Moguer". *I.G.M.E.* Madrid.
- PERCONIG, E. (1962).— "Livre a la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranées et alpins d'Europe". *Société Géologique de France*, t. I. París.
- PERCONIG, E. (1964).— "El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno". *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.*, fasc. IX, pp. 218-229. Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andaluz para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina". *Notas y comunicaciones IGME*, vol. 91, pp. 13-40. Madrid.
- PERCONIG, E. (1966).— "Sull'esistenza del Miocene Superiore in facies marina nella Spagna meridionale". *III Reunión C.N.M.S.*, pp. 288-303, Berna.
- PERCONIG, E. (1968).— "Biostratigrafía della sezione di Carmona in base al foraminiferi planctonici". *Giornale di Geología. IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
- 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.V. (1968).— "Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)". *Munst. Forsch. Geol. Palaont.*, H. pp. 9-143.
- PINEDO VARA, I. (1963).— "Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento". *Ed. Summa*. Madrid, 1003 p.
- 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.
- 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 dem Südabhang der Sierra Morena in their Provinz Huelva". *Zeit. d. Deutsch. geol. ges.*, t. 24, Berlín.
- SAAVEDRA, J.L.; BOLLO, M.F. (1966).— "Estudio Geológico-Estructural de la cuenca del río Genil". *Ministerio Obras Públicas C.E.H.*, pp. 1-45. Madrid.
- 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: Some comments". *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969).— "Folded over-thrusts at 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 sud-ouest de la Péninsule Ibérique". *Geol. Mijng. Rotterdam*, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- 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.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974).— "La faja piritífera 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.
- TORRES, T. (1974).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva". *I.G.M.E. Madrid*.
- VAZQUEZ, F. y ARMENGOT, J. (1970).— "Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Valverde del Camino (núm. 960)". *I.G.M.E.*
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1977).— "Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del suroeste de España". *1^{er} Curso Rosso de Luna. Área 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. América Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.
- WHITTEN, E.H. (1966).— "Structural geology of folded rocks". *Rand Mc. Nally*. Chicago, 66 p.
- VIGUER, C. (1969).— "Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)". *Boletín Geológico y Minero. IGME*, t. LXXX, V. 6, pp. 545-546. Madrid.
- WILLIAMS, D. (1934).— "The geology of the Riotinto mines, Spain". *Trans. Inst. Mins. 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 Forschungs hefte*. C. 210. Leipzig, pp. 93-111.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID