IGME

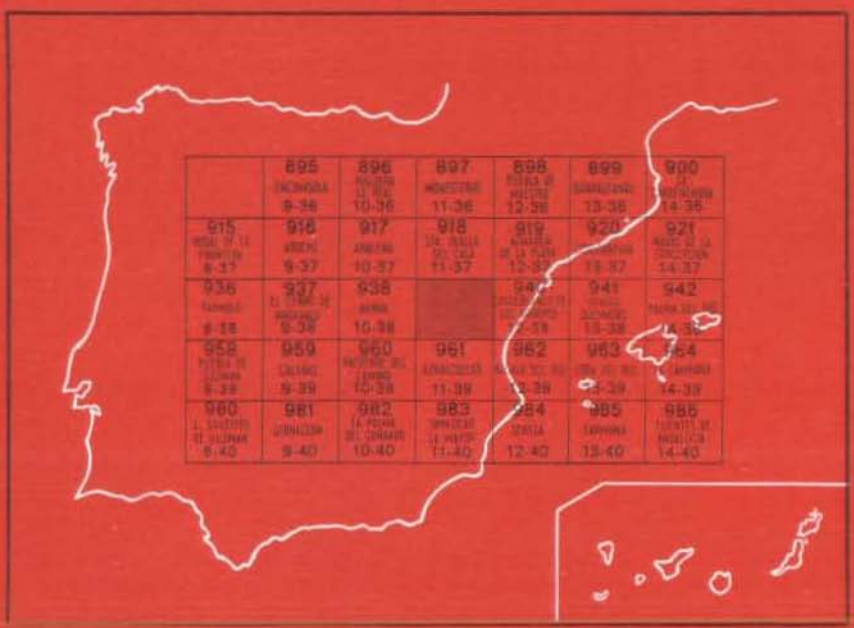
939
11-38

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTILLO DE LAS GUARDAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTILLO DE LAS GUARDAS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía: Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Dr. Ingeniero de Minas, y Rafael Varea Nieto, Lic. en Ciencias Geológicas (colaborando en las rocas intrusivas).
En la Memoria: Jesús Ramírez Copeiro del Villar.
En Petrología: Aurora Argüelles Alvarez y Teresa Nodal Ramos, Licenciadas en Ciencias Geológicas.
En técnicas metalogénicas: Alejandro Sánchez, Ingeniero de Minas, y Fernando Vázquez, Dr. Ingeniero de Minas.
Supervisor del IGME: José Benito Solar Menéndez, Ingeniero de Minas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
— Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
— Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-15.403-1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja estudiada está situada en las estribaciones de Sierra Morena, ocupando parte de las provincias de Huelva y Sevilla en un 50 por 100. Forma parte del extremo NE. de la Faja Pirítica Hispano-Portuguesa, de unos 230 kilómetros de largo y 30-40 km. de ancho, que comprende más de 70 minas de minerales piríticos y unas 300 de manganeso, y cubre parte de las provincias de Huelva y Sevilla en España y el Bajo Alemtejo en Portugal. Esta faja pirítica constituye la mayor provincia metalogénica de Europa, la que contiene el mayor stock de metales básicos. La Hoja estudiada está situada al este de Riotinto y al norte de Aznalcóllar.

Este cinturón pirítico representa la parte central de un geosinclinal Devónico-Carbonífero. Al norte de esta faja pirítica está el geoanticlinal de Aracena-Beja, formado por rocas metamórficas que van desde el Precámbrico al Paleozoico Superior, área considerada como fuente de los materiales detríticos de los sedimentos de este cinturón. Hacia el este, oeste y sur la faja pirítica está cubierta por sedimentos terciarios.

Los materiales devónicos de este cinturón pirítico están constituidos principalmente por pizarras, grauvacas y cuarcitas con algunas calizas y conglomerados. Al Devónico sigue de forma concordante la formación volcánico-sedimentaria, constituida por rocas volcánicas ácidas y básicas con

intercalaciones detríticas y conteniendo exclusivamente los yacimientos de sulfuros y de manganeso. Esta formación marca el paso de Devónico al Carbonífero. El Carbonífero está constituido por una alternancia de pizarras y grauvacas con fauna de Posidonomyas y Goniatites.

Todo ello fue plegado intensamente por la orogenia Hercínica de dirección casi E.-O. en España y NO.-SE. en Portugal, que produjo el desarrollo de una pizarrosidad penetrativa de plano axial, desarrollándose contemporáneamente un metamorfismo regional de bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita.

La información previa, en lo que a cartografía geológica se refiere, se reduce a los mapas 1:200.000 (síntesis de la cartografía existente, Hoja número 75, Sevilla) del IGME, y a los realizados por la Empresa Nacional Adaro (inéditos) a escala 1:50.000 (1973), 1:10.000 (1974) y 1:10.000 (1975), cubriendo total o parcialmente la superficie de la Hoja. Esta cartografía inédita citada fue realizada por Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Dr. Ingeniero de Minas.

1 ESTRATIGRAFIA

El orden cronológico de las unidades cartografiadas es el siguiente:

1) Cámbrico Inferior.
2) Devónico Superior.
3) Devónico Superior-Carbonífero Inferior.
4) Complejo Volcánico Sedimentario (Tournaisiense-Viseense Inferior a Medio).
5) Carbonífero Inferior.
6) Pliocuaternario.

1.1 CAMBRICO INFERIOR (CA_1)

Aflora en dos pequeñas áreas en las inmediaciones de Zufre, al norte de la Hoja. Está representado por una unidad carbonatada constituida por niveles de calizas marmóreas de color azul, gris y rosa, en bancos de 1 m. de potencia en dirección N. 104° E., alternando con tramos arcillosos alterados y descompuestos. Las calizas están formadas por calcita en un mosaico heterogranular de distinto tamaño.

La datación de estas calizas no ha podido ser efectuada directamente por la ausencia de fósiles, pero teniendo en cuenta el estudio de VAZQUEZ GUZMAN (Hoja de Santa Olalla, 1970), que las sitúa en la zona de Cala, bajo pizarras con fauna de Trilobites del Georgiense Superior, se puede considerar esta unidad como perteneciente al Cámbrico Inferior, parte media-baja.

1.2 DEVONICO SUPERIOR (D_3)

Aflora en el ángulo SO. de la Hoja, constituyendo un anticlinorio. Está formado por una alternancia de pizarras, cuarcitas y grauvacas en muchos lugares de forma flyschoide. En la faja pirítica se suele denominar de forma abreviada a esta unidad como PQ.

Su datación se basa en que dentro de las pizarras de esta unidad y en la vecina Hoja de Nerva, se encuentran pequeños lentejones calizos de 5 a 30 cm. de potencia de pátina rugosa gris o amarillenta con numerosas vetas de calcita. MESEGUER PARDO (1945) localizó en las cercanías de La Naya, y dentro de estos lentejones calizos, una fauna compuesta por Glyphyoceras crenistria, Clymenia sp. y tallos de Poteriocrinus, probando su edad Famenierise. Posteriormente, el Dr. M. VAN DER BOOGARD, del Rijksmuseum Van Geologie en Mineralogie de Leiden, encontró en las calizas del sur de Nerva (km. 29 de la carretera de Nerva a El Madroño), descritas por J. ARMENGOT (Hoja de Nerva, 1970), una fauna de Conodontos pertenecientes al Fameniense Superior.

Las pizarras son las rocas más abundantes de esta formación. Son grises, arcillosas, de grano fino, presentando cuando están meteorizadas colores pardos y rojizos. Muestran una pizarrosidad muy penetrativa que con frecuencia enmascara las estructuras primarias, aunque a veces es posible observar un bandeado de algunos milímetros de espesor formado por los componentes detríticos que permiten el reconocimiento de la primitiva estratificación. A veces presentan una disyunción más compacta y dura en color oscuro. Ocasionalmente van acompañadas de pizarras negras carbonosas. Las pizarras silíceas de color gris oscuro aparecen en pequeños niveles de 1 a 4 m. de potencia intercaladas entre las pizarras arcillosas.

Las pizarras alternan con tabletillas de grauvaca de color gris de 1, 2, 3 cm., llegando hasta 20 y 30 cm., que en algunos puntos se presentan rojizas, oxidadas y con cubitos de pirita. Alternan también con tabletas y bancos de cuarcita recristalizada de color gris claro y a veces rosado de 3, 10, 25 y hasta 50 cm., en forma lentejonar y sin continuidad lateral apreciable. Estos lentejones han sido afectados por la esquistosidad dando un aspecto de conglomerado cuarcítico en matriz pizarrosa. A veces presenta la cuarcita estructura tipo boudin. Son frecuentes pequeños diques de cuarzo de 50 cm. de potencia.

Esta unidad está muy plegada, constituyendo un anticlinorio, predominando los pliegues asimétricos y observándose algún isoclinal y similar en las cuarcitas.

1.3 DEVONICO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR (D_3-H^{A-A}_{11-12}; D_3v-Hv^{A-A}_{11-12})

Incluimos en esta edad los sedimentos que afloran al norte de la Hoja,

exentos de fósiles y sin una relación clara y próxima con los que constituyen el llamado Complejo Volcánico Sedimentario, que describiremos más tarde. Estos materiales son posteriores a las calizas cámbricas de Zufre (F. VAZQUEZ, 1970) y la presencia de intercalaciones volcánicas (lavas y tobas ácidas e intermedias) hace que su edad sea por lo menos superior al Devónico Superior, exento de ellas. No nos atrevemos a incluirlos en ninguno de los diferentes episodios volcánicos del C. V. S., pero hemos adoptado aplicarles la edad referida por marcar la formación volcánico-sedimentaria el paso de Devónico a Carbonífero.

Se han distinguido dos unidades diferentes, que son:

a) Una unidad pizarroso-arenoso-volcánica.
b) Una unidad arenoso-pizarrosa.

a) La unidad pizarroso-arenoso-volcánica aflora al norte de la Hoja en sus zonas NO. y NE. En la zona NO. dicha unidad, según se aprecia en el corte efectuado a lo largo del camino del Mahíllo, en el paraje de Las Cortecillas, está constituida por una alternancia de pizarras y grauvacas metamorfizadas con intercalaciones de niveles lávicos verdosos (traquitas) de 1 a 2 m. de potencia y horizontes tobáceos esquistosos grises o verdosos, también de 1 a 2 m. de potencia.

Las pizarras son grises arcillosas, presentando cuando están meteorizadas colores pardos y rojizos. Las grauvacas, también grisáceas, tienen espesores de 30 a 50 cm. Las tobas esquistosas son tobas mixtas lítico-cristalinas de composición ácida.

La unidad está muy plegada, apreciándose pliegues asimétricos y algunos similares en las lavas. En las zonas próximas al granito se observa en los sedimentos de esta unidad la acción del metamorfismo de contacto. Hacia poniente existen diques de diabasa de 1 a 10 m. de potencia de dirección N. 10° E. y E.-O.

En la zona NE. esta unidad está constituida por una alternancia de pizarras grises arcillosas, limolitas metamorfizadas, grauvacas y subgrauvacas metamorfizadas (en bancos de 10 a 50 cm.). Las manifestaciones volcánicas son escasas, habiéndose observado niveles de lavas ácidas (cuarzoqueratófidos) de color verde claro y de 3 m. de potencia, entre los km. 27 y 28 del antiguo ferrocarril minero de Cala a San Juan de Aznalfarache y crestones duros de tobas queratofídicas en zonas no asimiladas por la intrusión granodiorítica (carretera de Zufre al Castillo, km. 4,5).

Los niveles más bajos de esta serie están en el Arroyo del Rey, cerca de su confluencia con la Rivera de Huelva y formados por bancos de areniscas en estado de recristalización (cuarcitas), de color gris claro y de 40 cm. de potencia, que alternan con niveles pizarrosos de 10 a 20 cm. de potencia, constituyendo el conjunto el núcleo de un anticlinal bajo la sucesión de pizarras y grauvacas.

Estas areniscas no constituyen un nivel continuo ni extenso, conservan su carácter detrítico con presencia de estructuras primarias (estratificación cruzada) y se aprecian en ellas dos sistemas de diaclasas casi ortogonales (N. 100° E. la más predominante y N. 160° E) que la dan un aspecto adoquinado.

El intenso plegamiento (con predominio de pliegues asimétricos y algunos volcados) y los asomos granodioríticos existentes, hacen difícil la realización de perfiles encaminados a deducir el espesor de la unidad.

b) La unidad arenoso-pizarrosa aflora en la parte norte de la Hoja rellenando el núcleo de un sinclinorio cuyo eje se hunde 8° en dirección N. 112° E. Su flanco norte se pone en contacto tectónico (en forma de falla inversa de buzamiento norte) con la unidad pizarroso-arenoso-volcánica, y su flanco sur, fallado igualmente, se pone en contacto tectónico con el C. V. S., no aflorando a este lado de la estructura la unidad anterior. La presencia de las fallas y la ausencia de fósiles nos impiden conocer su verdadera posición estratigráfica.

Está constituida principalmente por areniscas metamorfizadas (metareniscas o semiesquistos) en bancos duros, grises-azulados, de hasta 50 cm. de potencia, que alternan con pizarras arenosas, pizarras pelíticas y filitas arenosas, en un conjunto muy plegado en sucesión de pliegues de pequeña amplitud (asimétricos y algún volcado) y por tanto de potencia reducida (300-400 m.). Hacia levante se observan los efectos del metamorfismo de contacto por la presencia del granito que se extiende de Higuera a Zufre.

Existen diferencias litológicas y geomorfológicas claras respecto a ambas unidades. Esta última se caracteriza y distingue de la primera por la ausencia total de manifestaciones volcánicas, por el predominio de las areniscas sobre las pizarras y por la composición más arenosa que arcillosa de estas últimas.

En el borde SE. de la Hoja se han cartografiado dos pequeñas áreas constituidas por alternancia de pizarras, limolitas metamorfizadas, filitas y grauvacas (en bancos de 10 a 50 cm. de potencia) en las que no se observaron rocas volcánicas. Ante la dificultad de su datación y por semejanza con las unidades anteriores, se la ha atribuido la misma edad.

1.4 COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C. V. S.) (TOURNAISIENSE-VISEENSE INFERIOR A MEDIO)

Por encima de los materiales del PQ descritos anteriormente, dados como Devónico Superior, se depositaron en aparente concordancia los sedimentos pertenecientes a la formación volcánico-sedimentaria. Afloran en el cuadrante SO. de la Hoja y en dos zonas septentrionales, al sur de Higuera de la Sierra y en la Sierra de la Vicaría-Matarrocines.

Dicho complejo volcánico sedimentario (C. V. S.) está constituido por rocas volcánicas ácidas (las más abundantes), intermedias y básicas, sub-

marinas, 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 manganeso (ambos admitidos como de origen singenético), se hallan contenidos en este C. V. S.

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 del PQ portadores de los lentejones calcáreos, con fauna datada de Devónico Superior; que se sitúan concordantemente bajo las pizarras y grauvacas del Viseense Superior; que los recientes estudios de SCHERMENRHORN (1971) sobre determinación de edades por métodos radiométricos en las rocas ácidas de la base de este C. V. S. dieron una edad comprendida entre el Tournaisiense y el Viseense Inferior, 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.

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, 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. En los niveles más bajos de este C. V. S. es difícil separar estas intercalaciones detríticas de los materiales devónicos del PQ.

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 toda el área investigada se puede dar un orden de deposición, habiéndose diferenciado cinco formaciones o unidades en los materiales que constituyen el C. V. S., que de antiguas a modernas son:

a) Volcanismo ácido inferior.
b) Volcanismo básico inferior.
c) Volcanismo ácido superior.

d) Volcanismo básico superior.
e) Formación manganesífera.

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 El Castillo de las Guardas. 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.

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

1.4.1 VOLCANISMO ACIDO INFERIOR ($Hp1^{A-A}_{11-12}$; $Htb1^{A-A}_{11-12}$; $Ht1^{A-A}_{11-12}$)

Tiene en la zona estudiada poca intensidad, aflora en el ángulo SO. y en la parte sur de la Hoja constituyendo el anticlinorio de Coto Vicario, fallado inversamente en su flanco sur.

En el ángulo SO. el volcanismo ácido inicial empieza sus emisiones con aglomerados, brechas y algún nivel de tobas esquistosas de pequeña potencia. Los aglomerados y brechas están formados por cantos lávicos heterométricos de 10, 20 y 50 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 los engloba, que posee material fragmentario más fino. Inmediatamente encima y de forma concordante se deposita el volcanismo básico inicial.

Como primeras manifestaciones volcánicas en contacto con las pizarras devónicas, tenemos coladas ácidas y en su falta, pizarras y grauvacas de su misma edad, imposibles de separar de sus correspondientes devónicas, por lo que en la cartografía se ha empleado un contacto supuesto allí donde debería haber volcánicas ácidas. Estas manifestaciones ácidas iniciales aparecen no sólo en el extremo suroccidental como hemos descrito, sino también en otras zonas próximas, como al oeste del Campillo (Hoja de Nerva) y al sur de Villagordo (Hoja de Aznalcóllar).

El volcanismo ácido inicial que constituye el anticlinorio de Coto Vicario, está formado principalmente por una alternancia de pizarras, areniscas y

grauvacas (de 3 a 20 cm. de potencia). Contiene niveles de tobas ácidas esquistosas porfídicas, oxidadas y con pirita, algunos de 1 m. de espesor, sobresaliendo cuatro de 20 a 30 m. de potencia, oxidadas y rojizas, constituyendo crestones de dirección N. 100° E., mineralizados, sobre los que se realizaron las labores del Grupo Coto Vicario, y que van reduciendo su potencia hacia el oeste. Debido al intenso plegamiento en esta zona, los diferentes niveles mineralizados pueden ser sólo uno que aflore mediante una serie de pequeñas estructuras. El Grupo Coto Vicario fue, pues, sólo activo al comienzo de este C. V. S.

Como vemos, los niveles sedimentarios predominan sobre los volcánicos, formando prácticamente la totalidad de la formación.

1.4.2 VOLCANISMO BASICO INFERIOR ($Hv2^{A-A}_{11-12}$; $Ht2^{A-A}_{11-12}$; $Hp2^{A-A}_{11-12}$)

Aflora en el extremo SO. de la Hoja, situándose estratigráficamente sobre el volcanismo ácido inicial. Constituye el núcleo de estructuras sinclinales, teniendo las coladas espesor variable. El contacto con el volcanismo ácido, tanto inferior como superior, es normal, generalmente separado por niveles pizarrosos.

Está formado por lavas (diabasas espilitizadas) y sus piroclásticas correspondientes que no se han diferenciado en la cartografía. Las lavas son porfídicas de aspecto masivo o en forma de grandes lajas groseras de aspecto ovoide (al estar afectadas por una fuerte esquistosidad, orientadas según la dirección Hercínica), de color verde oscuro o azul verdoso, si inalteradas y duras, y pardo rojizas, si meteorizadas, en cuyo caso presentan disyunción en bolas. En el nivel básico que corta a la Rivera del Jarramá y en el situado al norte del Cortijo de la Ballesta, se han encontrado estructuras prismáticas o columnares con una neta y constante regularidad en toda la sección.

Las piroclásticas más abundantes son las tobas de color rojo-verdoso, esquistosas y generalmente alteradas. Predominan en la banda situada al sur de la falla inversa de Coto Vicario. Los aglomerados y brechas verdosas son escasos, tan sólo se han cartografiado dos pequeñas áreas, de las cuales, la más occidental, presenta clastos lávicos heterométricos, angulosos, de hasta 13 cm. de composición más ácida que la matriz lávica que les contiene; la más oriental presenta clastos lávicos de 10 cm. orientados paralelamente a la esquistosidad y de composición también más ácida que la matriz esquistosa que les engloba.

Tanto en las tobas como en las lavas se observan manchas verde oscuras por la presencia de clorita y diseminaciones de pirita.

Dentro del volcanismo básico inferior, todas las rocas estudiadas se definen como pertenecientes a un solo tipo de diabasas, mayormente espilitizadas con muy ligeras variaciones. El tipo de diabasa más común está

formado por fenocristales de plagioclasa alcalinizado y ferromagnesiano cloritizado, acompañados de abundantes minerales de epidota, anfíbol actinolítico, esfena en menor proporción y apatito y opaco como accesorios. Destacan también abundantes amígdalas rellenas de clorita, cuarzo y epidota. Todas ellas dan muestras de un efecto de tectonización constante y de mayor intensidad que en la formación básica superior.

Estas deformaciones producen fenómenos de alargamiento de las amígdalas, flexiones y roturas en los fenocristales y otros efectos de disposición subparalela en los componentes de la matriz al pretender adaptarlos a una orientación preferente determinada.

En general, todo el conjunto básico posee niveles interestratificados de pizarras y grauvacas (1, 5, 7, 10, 15 m.) y tobas ácidas (1,5 m.), siendo frecuentes pequeños diques de cuarzo.

La potencia de este complejo básico inicial es variable, de unos 200 a 500 m.

1.4.3 VOLCANISMO ACIDO SUPERIOR ($Hv3^{A-A}_{11-12}$; $Ht3^{A-A}_{11-12}$; $Htb3^{A-A}_{11-12}$; $Hp3^{A-A}_{11-12}$)

Es el de mayor extensión e intensidad y el portador de los principales yacimientos y registros de sulfuros. Aflora en el cuadrante SO. de la Hoja y en la parte norte al sur de Higuera y en las sierras de Matarrocines y Vicaría, al sur de Zufre.

Está constituido por lavas, rocas piroclásticas e intercalaciones sedimentarias. Dentro de las lavas ácidas se han cartografiado las ácidas propiamente dichas (riolitas y cuarzoqueratófidos) y las intermedias (queratófidos) menos abundantes, generalmente difíciles de diferenciar «de visu». Las lavas ácidas son de colores claros, rosados o verde-azulados, a veces de pátina amarillenta, de textura porfídica generalmente, en ocasiones vítrea, masivas con un diaclasamiento más o menos intenso, ovoideas o en grandes bolas. Por su color y textura se distinguen bien de las lavas básicas, aparte de que por ser más resistentes, sus afloramientos destacan más en el terreno. A veces se observan planos de estratificación o un bandeado de color que obedece a coladas de distinta composición, depositadas sucesivamente. La banda situada al sur de Higuera está formada por cuarzoqueratófidos, la Sierra de la Vicaría tiene predominio de riolitas y la Sierra de Matarrocines tiene predominio de cuarzoqueratófidos. En cuanto al ángulo SO. de la Hoja, hay predominio de riolitas sobre los cuarzoqueratófidos.

Las rocas piroclásticas son de todo tamaño y constituidas por aglomerados, brechas y tobas. Los aglomerados y brechas no difieren de los ya descritos para el volcanismo ácido inicial, sólo reseñar que la matriz que engloba a los clastos es a veces lávica. Las tobas, debido a su carácter fragmentario, poseen una esquistosidad mucho más neta que las lavas, obser-

vándose en ocasiones la estratificación y el crucero, pero en otras ocasiones son tan masivas como las mismas lavas, siendo difícil su separación, aunque en general existe un tránsito gradual entre ellas y la disminución de la esquistosidad marca el paso a lavas masivas.

Las tobas ácidas esquistosas no afloran en las zonas septentrionales de la Hoja y predominan sobre las lavas en el ángulo SO.

En el ángulo SO. de la Hoja las manifestaciones volcánicas empiezan por emisiones de lavas ácidas, seguidas de acumulaciones 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), estos dos último tipos, los más abundantes. Las tobas cuarzoqueratófidas tienen predominio sobre las tobas riolíticas, siendo menos frecuentes las intermedias. De una manera general es en esta únidad tobácea del volcanismo ácido superior, a techo o entre las tobas donde se sitúan los yacimientos de sulfuros. Abundan las tufitas oxidadas, las tobas con pirita y las diseminaciones 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 ácidas medianas y finas que alternan con materiales sedimentarios. El paso del volcanismo básico inferior a éste es muy brusco por corresponder con la aparición de un conjunto de volcánicas de carácter marcadamente explosivo.

Esta unidad volcánica está atravesada por innumerables sills de diabasa albítica de pequeña potencia (3 a 20 m.).

Los niveles sedimentarios que acompañan a las rocas volcánicas tienen potencia y extensión variable, constituidos por pizarras grises arcillosas, pizarras silíceas, pizarras piritosas, pizarras negras, pizarras ferríferas y grauvacas (en tabletas de 1, 3, 10 y 30 cm. de potencia). La mayor parte corresponden a diferentes tipos de pizarras, desde pelíticas hasta las más silíceas, a veces ferríferas y demás variedades intermedias por diferencias continuas en los contenidos de sericita y cuarzo, sobre todo.

Las texturas más corrientes son: pizarrosa, criptocristalina (las silíceas), lepidoblástica muy fina (las pelíticas) con esquistosidad de fractura y crenulación a veces visible. Además de cuarzo y sericita, en cantidades mucho menores y variables se pueden presentar feldespato, mineral de hierro, clorita, leucoxeno, grafito, mica blanca, opaco.

En algunas de las variedades silíceas se han observado cuerpos que recuerdan restos orgánicos de radiolarios, espículas, etc., en mal estado de conservación.

Algunas de estas muestras presentan efectos térmicos con neoformaciones de biotita, mosqueo o incluso aparición de pequeños porfidoblastos esporádicos de chiastolita en estado de sericitización.

1.4.4 VOLCANISMO BASICO SUPERIOR ($Hy4^{A-A}_{11-12}$; $Hp4^{A-A}_{11-12}$)

Está situado estratigráficamente sobre el volcanismo ácido superior rellenando los núcleos de estructuras sinclinales que mantienen la dirección regional Hercínica, y debajo de la formación manganesífera. Los contactos son normales y en general separados por niveles pizarrosos.

Los afloramientos básicos aparecen en los cuadrantes SO. y NO. de la Hoja. Los situados en el cuadrante SO. están constituidos por lavas (diabasas) de aspecto ovoide, poco esquistosas, de color verde oscuro o azul verdoso, sí inalteradas, y pardo rojizas, sí meteorizadas, en cuyo caso presentan disyunción en bolas y al golpearlas se van reduciendo paulatinamente, partiéndose en una serie de capas concéntricas, siendo difícil reconocer una neta estructura almohadillada, aflorando en depresiones ocupadas por una tierra rojiza muy apta para cultivos, dado su contenido en ferromagnesianos.

Estas diabasas presentan textura ofítica. El plagioclasa es tabular y zonado dispuesto de forma divergente, que suele verse englobado por los xenocristales mayores del ferromagnesiano (clinopiroxeno). El estado de conservación es relativamente fresco. Entre los minerales de alteración se observan: clorita, minerales de epidota, esfena, anfíbol y mica blanca. Como accesorios comunes se presentan mineral opaco y apatito.

Interestratificados con las rocas básicas aparecen estrechos horizontes de pizarras grises arcillosas, pizarras silíceas y algún nivel de tobas ácidas esquistosas (3 m.).

El volcanismo básico en el cuadrante NO. está constituido por lavas (diabasas espilíticas y alguna metabasita) de aspecto ovoide, de color verde oscuro, que alternan con tobas esquistosas verdes y rojizas.

Las diabasas espilíticas muestran texturas porfídicas y glomeroporfídicas, con matriz microlítica, intersertal, a veces con orientación visible. Son frecuentes las oquedades rellenas de clorita, carbonatos, mineral de epidota y a veces cuarzo. Entre sus componentes fundamentales se observan algunas reliquias de la paragénesis original. El plagioclasa es alcalino, el ferromagnesiano se cloritiza y abundan los minerales de epidota. Como escasos se observan rastros del clinopiroxeno, y otros minerales de neoformación como esfena, prenhita, anfíbol y carbonato. Accidentalmente se forma feldespato potásico en sustitución del plagioclasa a modo de parcheado, y cuarzo como relleno de fracturas o amígdalas.

La alteración de las metabasitas es total. Los nuevos minerales son pla-

gioclasa alcalina (albita-oligoclasa), pistacita y clorita acompañada de esfena más escasa. El carácter textural suele ser cataclástico.

Algunos efectos de deformación se han logrado observar también en otras muestras, como extinciones ondulosas, flexiones de individuos del maclado, adaptación de la clorita a los contornos de los feldespatos, orientación preferente visible, etc.

Hacia los comienzos del tramo de la formación básica de este cuadrante, se observan algunas variaciones en la composición mineralógica, correspondientes a tipos intermedios de lavas y sus análogos piroclásticos con diseminaciones de pirita (km. 20 de la carretera de La Granada de Riotinto a Higuera de la Sierra). Se trata de coladas queratofídicas y traquíticas verdosas, cuya diferencia más notable estriba en la ausencia o presencia importante de k-feldespato, respectivamente. Este siempre es posterior en sustitución del plagioclasa existente. Otros minerales son los típicos de estas paragénesis de baja temperatura: clorita, minerales de epidota, esfena, cuarzo, óxidos de hierro y sericita. Como accesorios comunes se observan apatito y circón. Las texturas de estas rocas son porfídica con matriz intergranular o poiquilítica en las lavas y porfidoclástica pizarrosa o filitosa en las tobas.

Las lavas básicas del volcanismo básico superior no presentan transformaciones texturales importantes por efectos de deformación tectónica y sí, en cambio, mineralógicas, pues es general la alcalinización del feldespato inicial, con neoformaciones abundantes de minerales de epidota y cloritización del ferromagnesiano. Las diferencias más destacadas entre estas rocas son debidas fundamentalmente a la intensidad de la transformación.

La potencia de este volcanismo básico superior es variable, oscilando entre los 300 y los 500 m.

1.4.5 FORMACION MANGANESIFERA (Hfm^{A-A}_{11-12}; J; Pm)

Aflora en una estrecha banda bordeando los flancos del sinclinorio carbonífero y aumentando su extensión hacia el Este. El contacto sur con el Carbonífero suprayacente y el C. V. S. infrayacente es normal y el contacto norte con ambas formaciones es tectónico en forma de falla inversa. Su potencia oscila entre 100 y 300 m. Está constituida la formación manganesífera por diferentes tipos de pizarras (entre las que predominan las pizarras grises arcillosas), tobas ácidas esquistosas medianas, tobas esquistosas finas (tufitas) que asemejan pizarras, tobas intermedias (queratófidas), pizarras moradas y/o púrpura y/o verdes, con intercalaciones de lentejones y estrechos horizontes (30 cm. a 3-5 m.) de jaspe rojo. Las pizarras y las tobas alternan en tramos de 2 a 10 m. de forma continua, siendo imposible separarlas.

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, no reseñados en el mapa por las restricciones impuestas por la escala. Subiendo en esta 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 (15-20 m. potencia), sobre las que se depositaron de forma concordante las pizarras y grauvacas carboníferas, por lo que el paso de esta formación al Carbonífero se realiza de forma progresiva. A este nivel de pizarras moradas o cineritas (de origen volcánico) que bordea los flancos del sinclinorio carbonífero se le puede atribuir el valor de nivel guía litoestratigráfico.

Petrográficamente, podemos dividir los distintos tipos de pizarras que constituyen la formación manganesífera en cuatro variedades, definidas por la presencia prioritaria o importante de uno de los componentes minerales:

— Ferríferas (moradas en mano).
— Grafitosas (negra a gris oscura).
— Pelíticas (gris-amarillenta o parda).
— Cuarcíferas (la más clara).

La mineralogía, en general, es simple. Cuarzo y sericita son siempre componentes fundamentales, aunque con variaciones en la proporción de unas pizarras a otras (desde pelíticas a silíceas). En el caso de las ferríferas y grafitosas, van acompañadas de cantidades importantes de hematites y grafito respectivamente, pulverizados de forma homogénea. La presencia de clorita suele ser escasa. Otros componentes comunes son mineral opaco, leucoxeno, circón y turmalina. En alguna variedad más silícea se han observado restos orgánicos de radiolarios y espículas en mal estado de conservación.

El carácter textural es similar, pizarroso micro y criptocristalino. A veces con estratificación visible y discordante con la orientación preferente de fractura, observándose localmente dos disposiciones divergentes de fractura, casi verticales entre sí, marcadas sobre todo por la sericita.

Los diferentes tipos de rocas piroclásticas corresponden a tobas de diferente composición que van desde ácidas (cuarzoqueratofídicas) a intermedias. Algunas de ellas aparecen fuertemente silicificadas. Están formadas por clastos de feldespato alcalinizado, ferromagnesiano cloritizado y cuarzo (en el caso de las dos primeras tobas).

En la matriz abundan clorita, sericita, además del feldespato y cantidades variables de cuarzo, mineral de epidota, de hierro, esfena y apatito como accesorio común menor.

La presencia de cuarzo como proceso de silicificación suele ser habitual. Rellena fracturas, vacuolas o se proyecta hacia espacios intergranulares.

Queremos hacer constar que existe la posibilidad lógica de que algunas de las pizarras antes descritas tengan procedencia piroclástica o mixta, pero sólo con el estudio microscópico no se pudo establecer con claridad esta relación.

Los afloramientos de jaspes manganesíferos cartografiados, no poseen corridas largas y la potencia varía de varios centímetros a 50 metros, siendo frecuentes de 1 a 5 m. A pesar de su composición cuarzosa suelen presentar colores oscuros o rojizos al estar mineralizados por óxidos y carbonatos de Mn y Fe que fueron trabajados en el pasado. Arman en pizarras y en tobas ácidas esquistosas finas. Constituyen crestones en las laderas y cimas de las montañas al sobresalir entre las pizarras y lavas.

1.5 CARBONIFERO INFERIOR (H^{A3}_{11-12})

Aflora al suroeste de la zona constituyendo una estructura en sinclinorio, prolongación del de Riotinto. Aunque no hemos encontrado fósiles, está perfectamente datado como lo prueban los yacimientos fosilíferos de *Posidonomyas* y *Goniatites*, descritos por F. RAMBAUD, encontrados en la corta Atalaya y otros parajes, y los encontrados en los alrededores de Nerva (citados por J. ARMENGOT) muy cerca de nuestra zona, en la vecina Hoja de Nerva y que nosotros hemos visitado. Se le puede atribuir una edad correspondiente al Viseense Superior. Esta serie carbonífera está separada del C. V. S. infrayacente por el nivel de pizarras moradas (techo de la formación manganesífera), siendo normal el contacto sur y tectónico en forma de falla inversa el contacto norte.

Está constituido por una serie alternante y monótona de pizarras grises arcillosas y grauvacas en tabletillas de 1, 2 y 3 cm., llegando en los niveles más altos que ocupan el centro de la cubeta, a 10, 20 e incluso 50 cm., en forma de lentejones sin continuidad lateral, como pudo observarse en el corte efectuado a lo largo del Barranco del Espinillo, en la parte occidental. Es frecuente que las pizarras carboníferas presenten nódulos margosos contenidos en la matriz arcillosa, que pueden llegar a tener hasta 10 cm. de diámetro. Las pizarras presentan características análogas a las del C. V. S. Las grauvacas contienen fragmentos de las rocas volcánicas infrayacentes.

La estratificación de estos materiales queda patente en los tramos donde la alternancia es clara, siendo más laboriosa su búsqueda en zonas con predominio de material pizarroso, en el que se manifiesta solamente por un leve fajeado originado por los cambios del medio durante la deposición. El estudio tectónico realizado pone de manifiesto una estructura (sinclinorio) que no es sino una sucesión ininterrumpida de pliegues de pequeña amplitud. Esta formación debe poseer una potencia aproximada de 500 m.

En la parte occidental y en los niveles más altos de la serie existen pequeños lentejones de jaspes manganesíferos, continuación de los de la mina de Peña del Aguila (situada al este de Nerva). Se trata de tres pequeños niveles de 3 m. de potencia y de unos 10 m. de longitud, ya explotados, encajantes en pizarras arcillosas que forman estructuras, por lo que probablemente se reduzcan a un mismo nivel plegado.

El Carbonífero está atravesado por un dique de pórfido granítico de 8-10 m. de potencia y de dirección N. 90° E.

1.6 PLIOCUATERNARIO (T_2^B-Q_1; Q_2Al)

En la zona de Zufre se ha cartografiado una pequeña área, en cuya parte superior se está depositando actualmente una toba calcárea, como consecuencia de la precipitación de los carbonatos que llevan en suspensión las aguas de lavado de las calizas cámbricas, enmascarando la formación infrayacente. GUTIERREZ y ENRILE (1965) citan la presencia de impresiones de hojas y *Helix* sp., correspondientes a un Terciario lacustre. VAZQUEZ GUZMAN (1970), a partir de la microfauna encontrada, atribuye a este área una edad Cuaternaria. Nosotros observamos calizas de tipo aluvial con impresiones de hojas, tallos y estalactitas.

En las márgenes de las riveras del Jarramá y de las Majadillas se han cartografiado pequeñas áreas aluvionares constituidas por gravas, arenas y limos, formadas por los acarreos fluviales, donde se explotan algunas graveras.

2 TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al cinturón pirítico hispano-portugués, ha sido afectada por la orogenia Hercínica, de dirección casi E.-O. en las provincias de Huelva y Sevilla y NO.-SE. en Portugal. Dicha orogenia muestra, a lo largo de la faja pirítica, deformaciones varias, cuya intensidad y extensión varían de unos sitios a otros, e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

2.1 ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS

Los datos mesoscópicos estructurales han sido examinados en detalle. Este análisis condujo al reconocimiento de varias estructuras penetrativas planas, lineales y ejes de pequeños pliegues, que son designados de acuerdo

con la nomenclatura adoptada por TURNER y WEISS (1963). A lo largo de la zona estudiada, fueron encontrados tres grupos distintos de estructuras mesoscópicas, de estilo claramente diferente. Su descripción es como sigue:

a) **Primera generación de estructuras:**

S_1=Estratificación. Se aprecia en las pizarras por la alternancia de franjas de distinta composición y color. La alternancia de cuarcitas o grauvacas con pizarras sirve también para determinar a S_1. En las volcánicas ácidas e intermedias la S_1 viene a veces representada por un bandeado de color que obedece a coladas de distinta composición, mucho más marcada en las rocas piroclásticas.

S_2=Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, más acentuada en los estratos incompetentes (pizarras, rocas piroclásticas) que en los competentes (cuarcitas, grauvacas, lavas), y originada por una orientación preferente de los minerales micáceos. Esta pizarrosidad síncrona con el metamorfismo regional epizonal está muy desarrollada y con frecuencia enmascara a la estratificación; posee una dirección de N. 95°-105° E. con un buzamiento de 60°-80°, generalmente al norte. A veces es subparalela a S_1.

$L_1=B_{s1}^{s2}$=Ejes de pliegues de la primera generación en S_1 que tienen por plano axial a S_2 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_2. La intersección de la pizarrosidad con la estratificación da lugar a una fina estriación sobre la última. En la carretera de Higuera a Zufre, a partir del km. 5, existen algunas estructuras «cleavage-mullions» formadas por partición prismática de la roca a lo largo de la intersección de la pizarrosidad y estratificación. La lineación de estas estructuras coincide con la dirección L_1.

Los pliegues de esta generación, puestos de manifiesto en cortes perpendiculares a la dirección axial (fig. 1), son pliegues asimétricos (los más abundantes) con neto predominio de la rama que buza al norte, que es la menos empinada (a); pliegues con la rama sur casi vertical (b); pliegues apretados (c); pliegues abiertos (d); pliegues concéntricos (e); pliegues similares (f); pliegues isoclinales (g), y pliegues volcados con vergencia hacia el sur (h) y en los que a veces su presencia viene determinada por las ramas invertidas, buzamiento del crucero inferior al del plano de estratificación (i). Su escala varía desde milimétrica a métrica.

Este primer movimiento tectónico, causante de la actual tendencia en el área, originó pliegues de eje B_{s1}^{s2}, de vergencia sur, de dirección ONO.-ESE. o E.-O., con cabeceo hacia el E. y el O., pero siempre contenidos en el plano axial del pliegue macroscópico, y una pizarrosidad longitudinal que generalmente buza al norte, subparalela a la superficie axial de estos pliegues y

originada contemporáneamente con ellos. Esta primera fase originó, pues, un plegamiento plano, no cilíndrico.

b) **Segunda generación de estructuras**

S_3 = Pizarrosidad transversa o superficie axial de los pliegues de la segunda generación, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo. Las direcciones medidas para S_3, en las ocasiones en que ha sido posible, son N. 20° E. y 50° N. de buzamiento.

$L_2 = B_{S1}^{S3}$ = Ejes de pliegues de la segunda generación en S_1, que tienen por plano axial a S_3 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_3.

Los pliegues de la segunda generación, menos frecuentes que los de la primera, 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., perpendiculares a los anteriores y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE.-ONO. Las direcciones de estas L_2 se han proyectado en el diagrama 8 en forma de cruces y deben ser paralelos al eje del pliegue macroscópico de la segunda deformación.

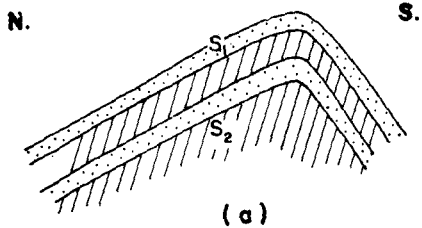
c) **Tercera generación de estructuras**

S_4 = Crucero de clivo-deslizamiento (strain-slip cleavage) o plano axial de los pliegues en V (kink folds) de S_2.

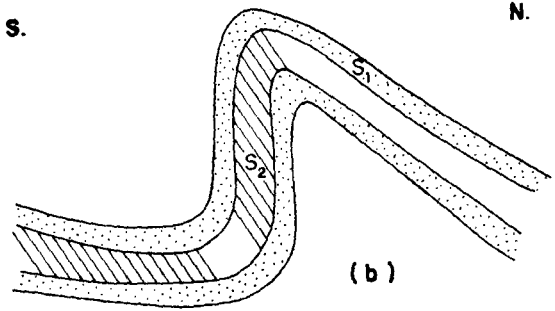
$L_3 = B_{S2}^{S4}$ = Ejes de pliegues en V en S_2, que tiene por plano axial a S_4 y son paralelos a la intersección de S_2 y S_4.

Estos pliegues (fig. 1, j) son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud, originados por un movimiento tardío, que pudo pasar fácilmente inadvertido por ser coaxial con la primera deformación (diagrama 8) y solamente verse su acción en la pizarrosidad S_2. Estos pliegues, originados por una última fase de plegamiento o una etapa final de la primera, pero simétricamente relacionados con los que originaron los pliegues mayores, son también, como éstos, de hundimiento poco acusado.

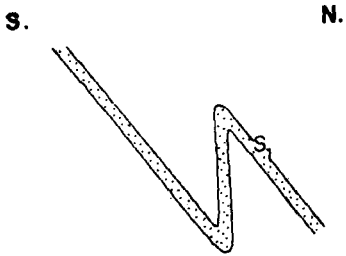
El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos superpuestos, posiblemente coetáneos y uno posterior de menor importancia. En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, corresponde probablemente a la orogenia Hercínica en su fase Astúrica, originando una intensa deformación con una serie de pliegues de vergencia sur y dirección E.-O. o ONO.-ESE. y algunas estructuras volcadas hacia el S. o SO. No se han encontrado en la zona evidencias de los cabalgamientos observados en Aljustrel (Portugal) descritos por Schermerhorn y Stanton (1969) correspondientes a una primi-



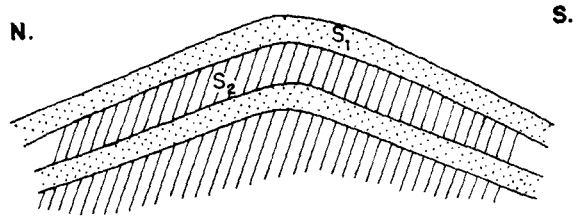
(a)



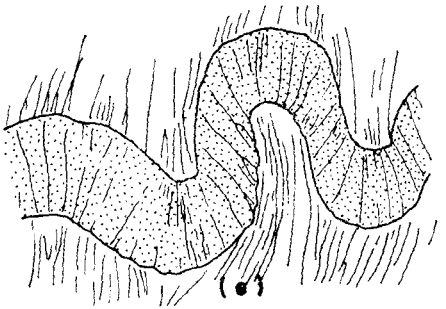
(b)



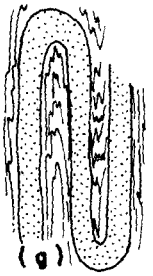
(c)



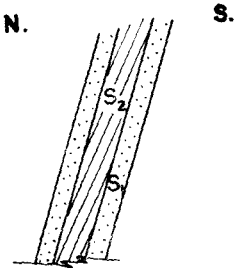
(d)



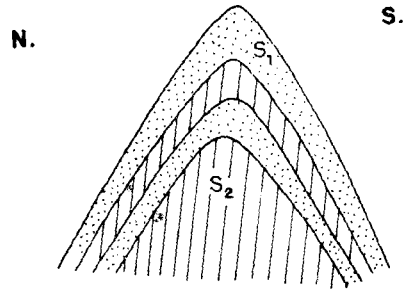
(e)



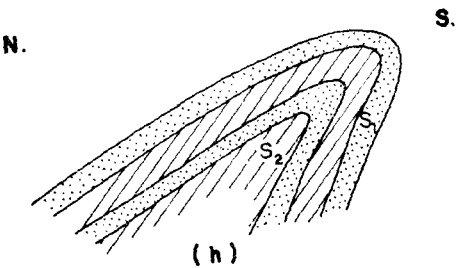
(g)



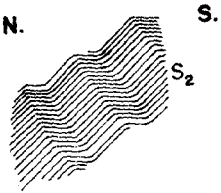
(i)



(f)



(h)



(j)

Figura 1

tiva fase de deformación anterior a la fase orogénica principal. La segunda fase originó pliegues de dirección NE.-SO. 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 la aparición de un sistema de fallas.

Los movimientos hercínicos causantes de estos pliegues son anteriores a la intrusión del complejo granítico. Esto ha sido puesto de manifiesto en el estudio petrográfico, ya que la banda de strain es interrumpida por las segregaciones a modo de mosqueo originadas por metamorfismo térmico. Asimismo, en dicho estudio se ha observado que la orogenia Hercínica fue posterior a la formación de la pirita, ya que la tectónica fragmenta a la pirita primaria y en su entorno se producen sombras de presión con recristalización mayor que en el resto de la matriz.

2.2 ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS

La región objeto de estudio está ocupada por las siguientes estructuras: Sinclinorio carbonífero, continuación del de Riotinto, situado en la zona SO. y flanqueado por el C. V. S. Su flanco sur es normal y el norte tectónico en forma de falla inversa de buzamiento norte, como puede observarse a lo largo del ferrocarril minero de Peña de Hierro a El Ronquillo (esta rama norte no es volcada, como lo prueba el hecho de que la pizarrosidad buce más que la estratificación, tanto en las pizarras carboníferas como en las pizarras moradas adyacentes). El sinclinorio está constituido por una serie de pliegues menores asimétricos de vergencia sur, cuyo eje se hunde 5° hacia poniente.

Anticlinorio de Coto Vicario, situado al sur de la aldea de La Aulaga, constituido por materiales pertenecientes al volcanismo sedimentario ácido inicial, pizarras, areniscas y tobas. Su flanco norte es normal y el sur es tectónico en forma de falla inversa de buzamiento norte. El eje de la estructura se hunde hacia levante.

Anticlinal de Sierras Blancas, al sur del anterior, constituido por aglomerados, tobas, lentejones de lavas y niveles pizarrosos del volcanismo ácido superior. El contacto sur es normal y el norte está en parte fallado inversamente. Su extremo occidental constituye un cierre periclinal con hundimiento hacia el este.

Anticlinorio del ángulo SO., formado por materiales devónicos, pizarras y cuarcitas de flancos normales.

Sinclinal del Escalante, al norte del sinclinorio carbonífero. Se trata de

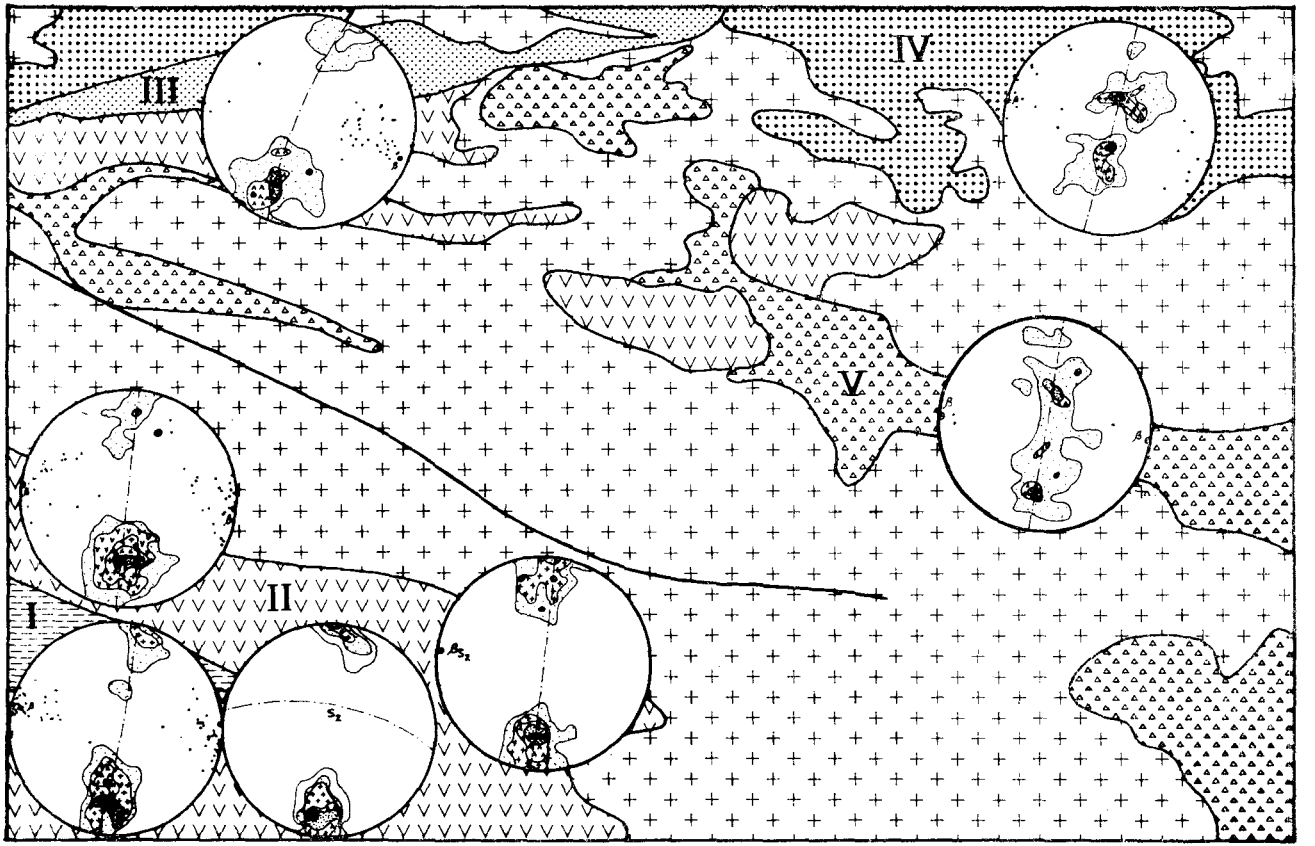

III
IV
V
II
I
DEVONICO-CARBONIFERO CON NIVELES VOLCANICOS
COMPEJO VOLCANICO-SEDIMENTARIO
ROCAS METAMORFICAS
DEVONICO-CARBONIFERO
CARBONIFERO
ROCAS INTRUSIVAS

Figura 2

una pequeña cubeta afectada por fallas en su extremo occidental y constituida por rocas básicas del volcanismo básico superior, con ambos flancos normales descansando sobre las tobas ácidas del volcanismo ácido superior.

Anticlinales al sur de la aldea del Peralejo, cuyo núcleo está constituido por lavas ácidas (riolitas) del volcanismo ácido superior. El más meridional, con su flanco sur en forma de falla inversa.

Sinclinal al sur de La Granada de Riotinto, formado por pizarras y tobas de la formación manganesífera, con su flanco norte fallado en parte y el sur en forma de falla inversa de buzamiento sur.

Sinclinal del Mahíllo, al sur de Higuera de la Sierra. Se trata de una cubeta constituida por rocas básicas con ambos flancos normales (aunque al sur está, en parte, fallado) sobre el volcanismo ácido superior.

Sinclinorio de Matarrocines, al norte del anterior, constituido por una alternancia de pizarras y areniscas con sus dos flancos fallados con buzamiento norte.

Todas estas estructuras se orientan en dirección aproximada E.-O. siguiendo la dirección regional hercínica.

2.3 **ANALISIS-β**

El objeto de este estudio es encontrar áreas monoclínicas estadísticamente homogéneas con respecto a β. El área ha sido dividida en cinco dominios correspondientes a regiones con direcciones axiales sensiblemente paralelas y efectuado el análisis de la orientación y relaciones geométricas de los elementos estructurales (estratificaciones, pizarrosidades 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 completa. Los datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales.

2.3.1 GEOMETRIA DEL DOMINIO I (SINCLINORIO CARBONIFERO DEL SO.)

En el diagrama 1 se han proyectado 77 polos de S_1, que definen un eje β subhorizontal, hundiéndose 5° en dirección N. 282° E., representando el eje estadístico del primer plegamiento. La mayor parte de los S_1 definen un máximo (12,9 por 100) con una posición N. 95° E. y buzamiento 65° N. El diagrama refleja el tipo de pliegues que generalmente observamos en el campo (pliegues de la primera generación), pliegues asimétricos con neto predominio de la rama normal que buza al Norte, siendo la rama que buza al Sur la que presenta buzamientos más fuertes.

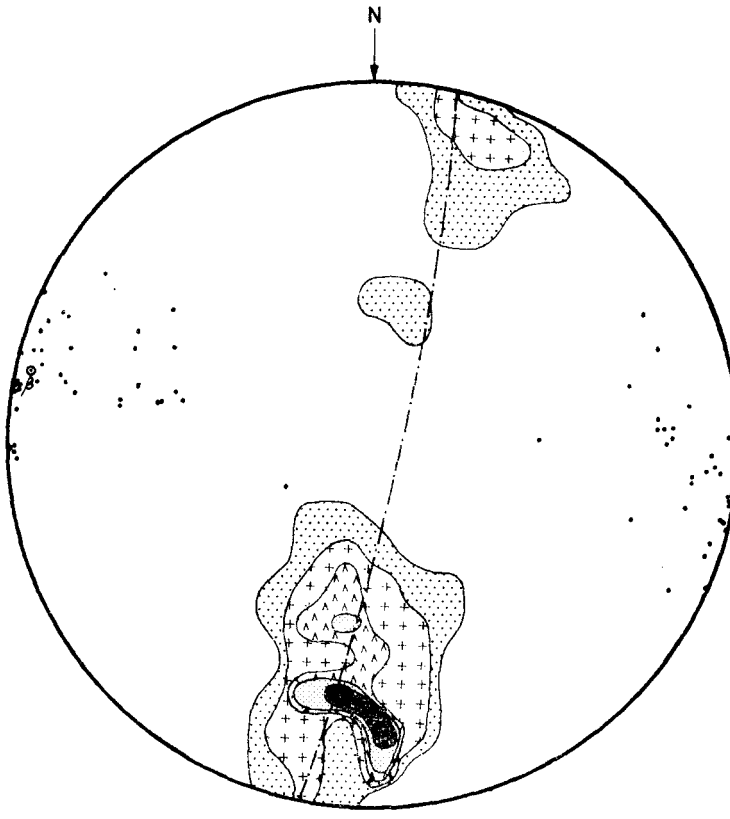


DIAGRAMA 1.-77 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 2,5,8,10,12 %) Y 65 L_1 EN EL SINCLINORIO CARBONIFERO DEL S.O.

Los polos no están distribuidos sobre un círculo máximo, por lo que el plegamiento no es cilíndrico. También se observa el tipo de plegamiento plano no cilíndrico de esta primera fase en el sentido del «plunge» de los 65 ejes medidos L_1, con una dispersión acusada y con hundimientos hacia el E. y O., pero yaciendo siempre en el círculo máximo definido por la traza del plano axial S_2, que se presenta plano y sin ninguna deformación. La casi geométrica coincidencia entre el eje β y la mayoría de las 65 L_1 sugiere que ambos están relacionados con la misma fase de deformación, la primera fase. La dispersión lateral de los polos S_1 en torno al círculo máximo indica la existencia de un segundo movimiento tectónico de tendencia NE.-SO.

939

En el diagrama 2 se han proyectado 77 polos de S_2, mostrando un máximo (19,4 por 100) correspondiente a una posición N. 282° E. con un buzamiento de 70° N. Dicha pizarrosidad contiene al eje β, es decir, es subparalelo al plano axial de la estructura definida por los polos de S_1.

La geometría de estas estructuras sugiere que este dominio pone de manifiesto la existencia de dos deformaciones superpuestas. Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β, la fábrica megascópica parece tener simetría monoclínica, ya que el único elemento de simetría es un plano normal a β.

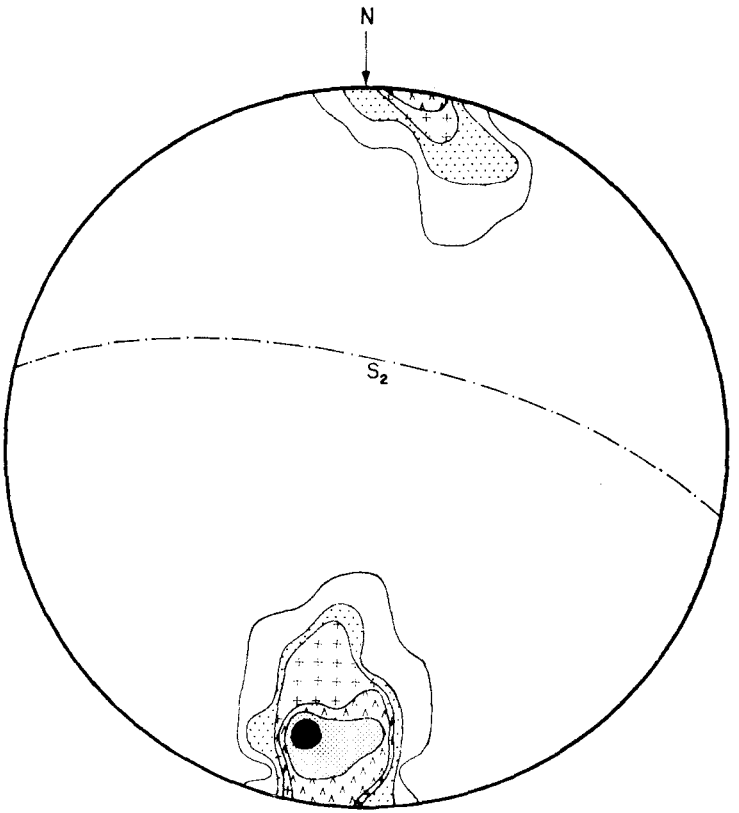


DIAGRAMA 2.- 77 POLOS DE S_2 (CONTORNOS 2,4,8,11,15,19%) EN EL SINCLINORIO CARBONIFERO DEL S.O.

2.3.2 GEOMETRIA DEL DOMINIO II (COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO DE LA ZONA SO.)

En el diagrama 3 se han proyectado 204 polos de S_1 y 50 alineaciones L_1. El eje β definido es horizontal en dirección N. 98° E. La mayoría de los polos S_1 con un máximo (16,1 por 100) corresponden a un rumbo de N. 100° E. y 50° N. de buzamiento.

El pequeño porcentaje de polos buzando al sur indica que estas partes de los pliegues fueron eliminadas por erosión o por fallas con buzamiento

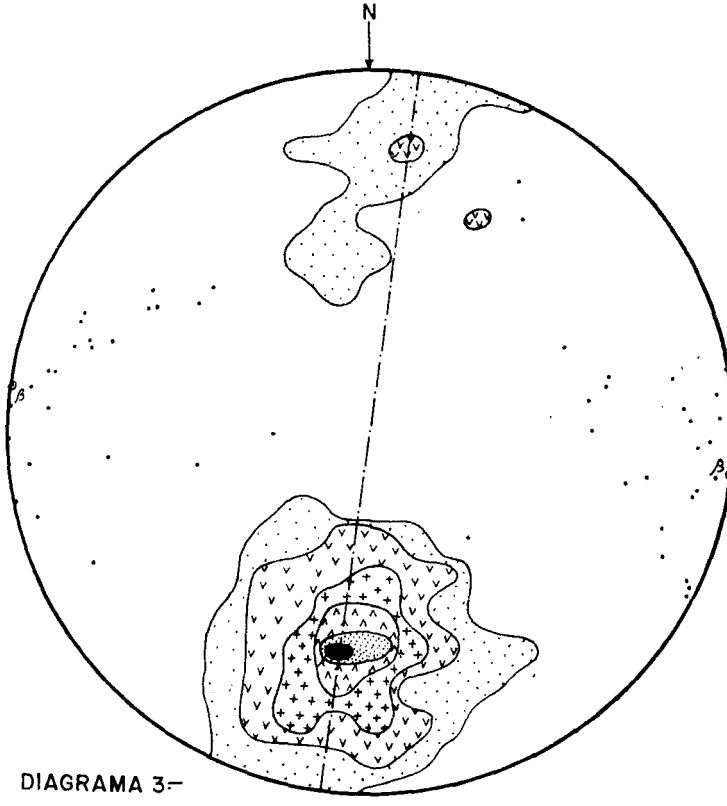


DIAGRAMA 3-

204 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 1,3,6,10,13,16%) Y 50 L_1 EN EL COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO DE LA ZONA S.O.

Norte, apareciendo como normal el que las capas que forman las estructuras originen una sucesión ininterrumpida de ramas que buzan al Norte. El diagrama refleja los tipos de pliegues observados en el campo, pliegues asimétricos con neto predominio de la rama que buza al Norte.

En el diagrama 4 se han proyectado 192 polos de S_2, mostrando un máximo (10,9 por 100) correspondiente a una posición N. 95° E., con un buzamiento de 60° N., en una corona incompleta, indicando una dispersión en abanico de los planos axiales menores alrededor del plano axial macroscópico, definiendo su intersección un eje común. Este eje no es un eje de pliegue de S_2; es decir, no es un B^{S3}_{S2}, ya que la S_2 no está plegada, pero es, por definición, un eje β_{S2}, que, en nuestro caso, en que las S_2 son los

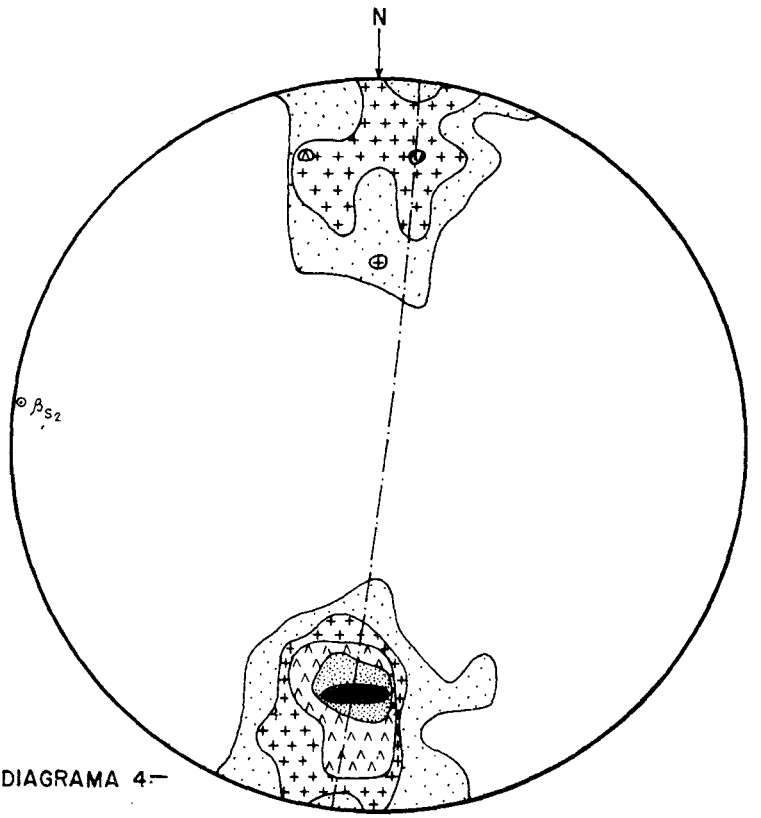


DIAGRAMA 4:—

192 POLOS DE S_2 (CONTORNOS 2,4,6,8,10%) EN EL COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO DE LA ZONA S.O.

planos axiales de los pliegues de una antigua superficie S_1, coincide con el eje $\beta_{s1}=B_{s1}^{s2}$ (TURNER and WEISS, 1963, pág. 184).
Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β, la fábrica megascópica parece tener simetría monoclínica, pero si los efectos de la segunda deformación son tenidos en cuenta, la simetría es triclínica.

2.3.3 GEOMETRIA DEL DOMINIO III (SINCLINORIO DEVONICO-CARBONIFERO DE LA ZONA NO.)

En el diagrama 5, los 40 polos de S_1 indican la existencia de un pliegue cuyo eje tiene un «plunge» de 8° en dirección N. 112° E. La mayoría de

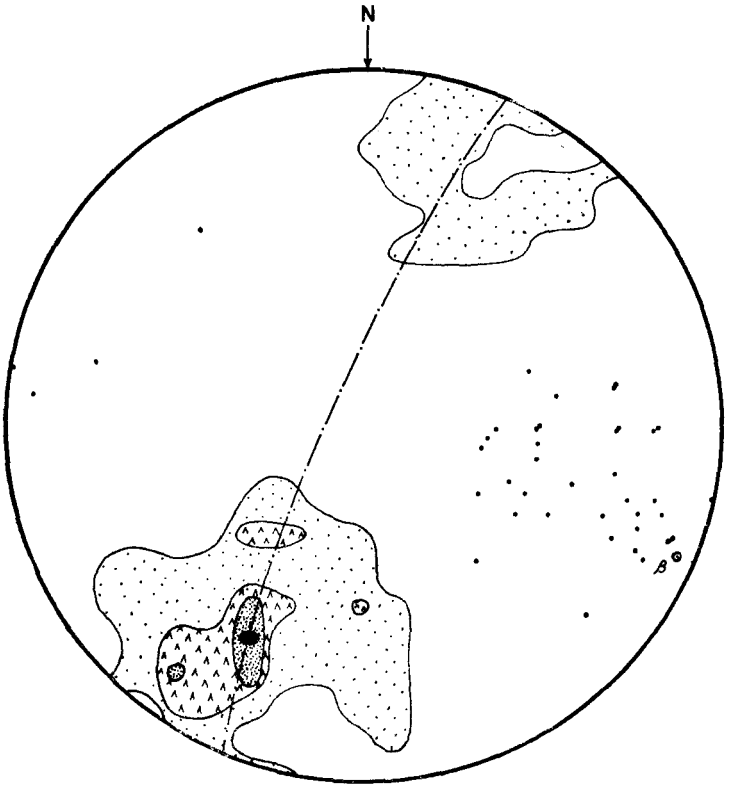


DIAGRAMA 5.- 40 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 2,7,9,12 %) Y 39 L_1 EN EL SINCLINORIO DEVONICO-CARBONIFERO DE LA ZONA N.O.

los S_1 definen un máximo (12,5 por 100) con una posición N. 119° E. y 58° N. de buzamiento. El diagrama muestra asimismo un submáximo (10 por 100) que debe corresponder a las ramas volcadas hacia el Sur de los pliegues de esta primera tectónica observados en el campo, ya que las ramas invertidas presentan buzamientos más fuertes. La dispersión lateral de los S_1 indica la existencia del segundo movimiento tectónico de tendencia NE.-SO.

2.3.4 GEOMETRIA DEL DOMINIO IV (DEVONICO-CARBONIFERO DE LA ZONA NE.)

En el diagrama 6 se han proyectado 75 polos de S_1 y 23 lineaciones L_1.

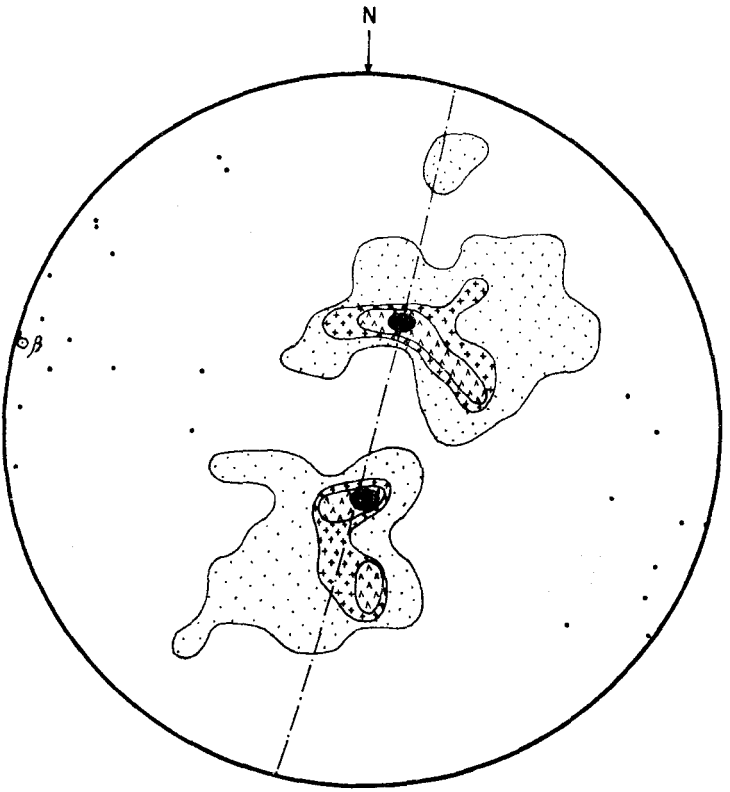


DIAGRAMA 6.- 75 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 2,5,6,8%) Y 23 L_1 EN EL DEVONICO-CARBONIFERO DE LA ZONA N.E.

El eje β obtenido se hunde 2° en dirección N. 284° E., siendo prácticamente horizontal. Los dos máximos (8 por 100) sobre el círculo máximo representan la geometría y orientación de las dos series de limbos de una gran estructura asimétrica constituida por una serie de antíclinales y sinclinales planos y no cilíndricos. También se observa un submáximo (6,6 por 100) que debe corresponder a las ramas volcadas hacia el sur de los pliegues observados en el campo.

2.3.5 GEOMETRIA DEL DOMINIO V (METAMORFICO DE LA ZONA CENTRAL)

En el diagrama 7 se han proyectado 40 polos de S_1 y $3L_1$. El eje β obte-

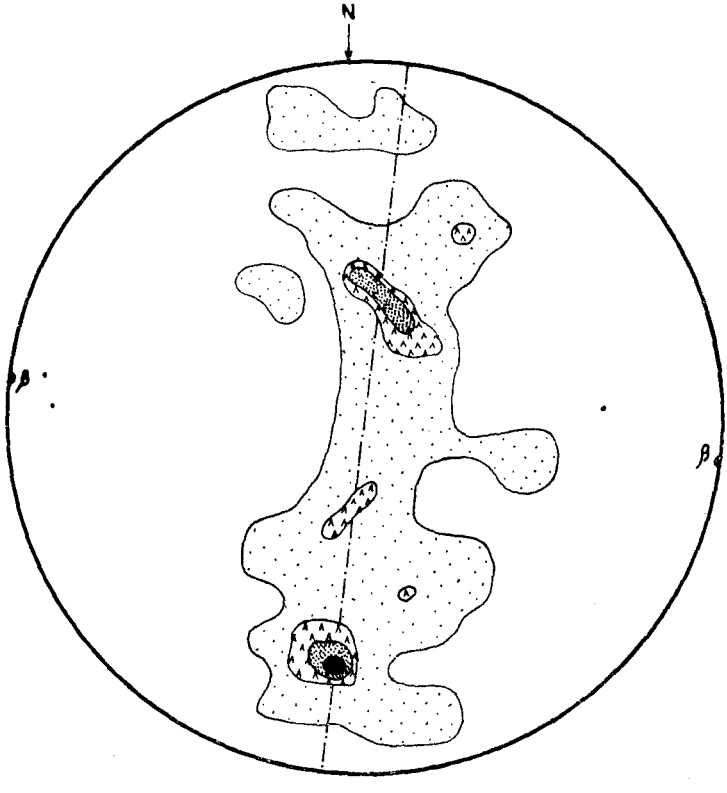


DIAGRAMA 7:- 40 POLOS DE S_1 (CONTORNOS 2,7,9,12%) Y 3 L_1 EN EL METAMORFICO DE LA ZONA CENTRAL

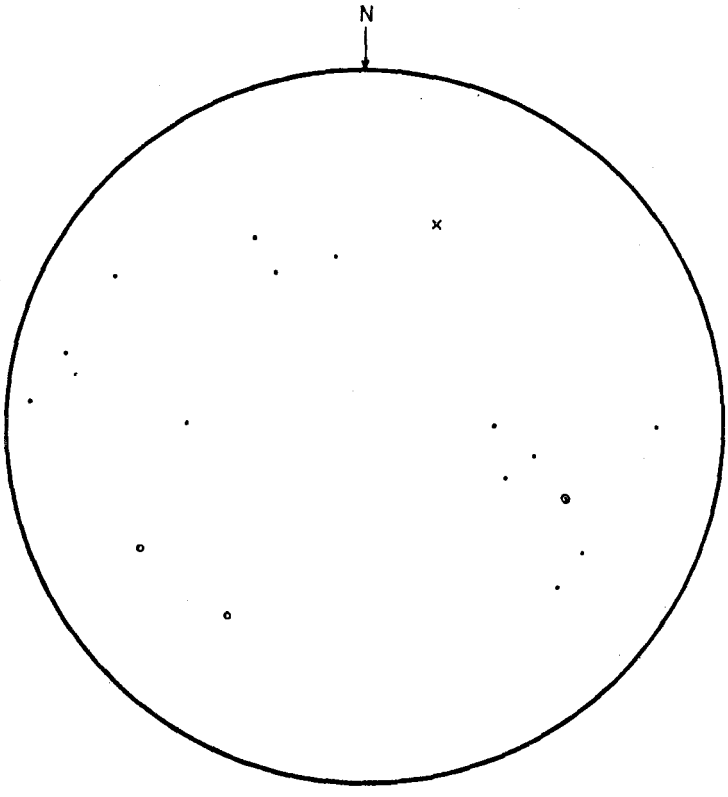


DIAGRAMA 8:— x = L_2, • = L_3, ⊙ = S_3, ○ = S_4 EN LA ZONA DE ESTUDIO

nido es subhorizontal en dirección N. 100° E. La mayoría de los S_1, con un máximo (12,5 por 100), corresponden a un rumbo de N. 100° E. y 60° N. de buzamiento. La fábrica de este dominio tiene simetría triclínica.

2.4 SINOPSIS DE LA GEOMETRIA ESTRUCTURAL

En la figura 2 se puede ver que los diferentes diagramas construidos para las estructuras más penetrativas medidas (S_1, S_2, L_1), son homogéneos con respecto a la correspondiente estructura y que no difieren prácticamente unos de otros respecto a las mismas. Todos los dominios son estadísticamente homogéneos respecto a β, 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 1 deducimos las siguientes relaciones geométricas entre planos y ejes:

— El β regional que es *subhorizontal* en dirección N. 280° E., yace muy próximo al B_{s1}^{s2} regional, por lo que a pesar de la presencia de la segunda generación de estructuras, la región, como un conjunto, está todavía plegada por la primera fase.

— El S_2 pasa a través de β. Esto está de acuerdo con el reconocimiento de las S_2 como superficies axiales de los pliegues B_{s1}^{s2}.

— Toda la superficie de la zona estudiada se comporta estadísticamente como un cuerpo homogéneo, por ser homogéneo con respecto a S_1, S_2 y L_1,

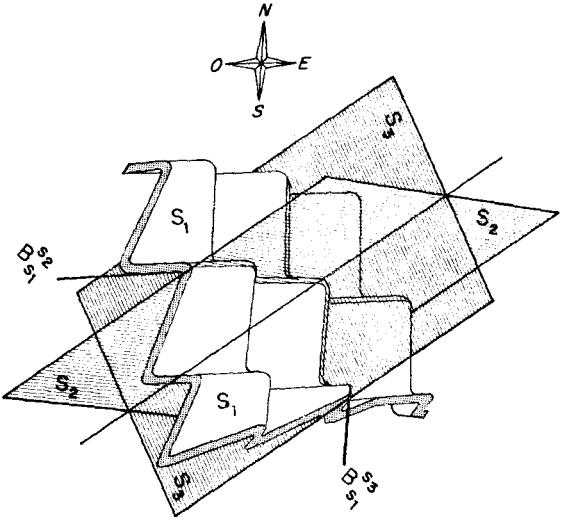


Figura 3

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

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

— El área ha sido afectada por dos episodios de plegamiento. El primero fue un plegamiento plano no cilíndrico de eje B_{s1}^{s2}, de orientación inicial ONO. y plano axial S_2 de dirección ONO.-ESE., y el segundo un plegamiento también plano no cilíndrico de eje B_{s1}^{s3} y de plano axial S_3 de dirección NNE.-SSO., ortogonal al anterior. En la figura 3 se ha representado la superposición de los dos sistemas de pliegues planos no cilíndricos.

2.5 FALLAS

En relación con la fase orogénica principal existe una red de fallas longitudinales, transversales o normales y oblicuas o de cizalla. Las longitudinales constituyen grandes fallas en dirección, a menudo inversas de buzamiento Norte, que determinan la superposición de formaciones más antiguas sobre otras más modernas. Las fallas transversales rumbo deslizantes se detectan más fácilmente que las anteriores por cortar a las capas desplazándolas y formar a menudo depresiones o escarpes. Ambos sistemas de fallas son debidos a fracturas de tensión relacionadas con esfuerzos tangenciales. Las fallas oblicuas son las más abundantes y constituyen dos grupos de fallas conjugadas (NNE.-SSO. y NNO.-SSE.) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores (ENE.-OSO. y ESE.-ONO.).

Las fallas varían en dirección a lo largo de su curso y tienen desplazamiento variable. Debe mencionarse por su importancia la falla que pasa al norte de La Granada de Riotinto, de unos 21,5 km. de longitud y dirección N. 130° E., con una importante mineralización (descrita en el apartado de Minería) que dio lugar a la mina «Los Angeles».

3 HISTORIA GEOLOGICA

Existió un ciclo sedimentario precaledoniano. En esta cuenca se llevó a cabo la deposición del paquete carbonatado en un medio de aguas someras, durante el Cámbrico Inferior en su parte baja-media. Inmediatamente después del Cámbrico Inferior se produjo una emersión, con el consiguiente proceso erosivo (atribuible a la orogenia Caledoniana).

Durante el período comprendido entre el Cámbrico Inferior y el Devónico Superior no hay cuenca sedimentaria, al estar los materiales emergidos. En la fase Devónica Media se produce un hundimiento de los materiales cámbricos y comienza la deposición de sedimentos arcillosos y arenosos en un fondo geosinclinal poco profundo (por las estructuras sedimentarias existentes en las areniscas formadas, estratificación cruzada, etc.), a los que

posteriormente se intercalan pequeñas manifestaciones volcánicas (ácidas e intermedias) favorecidas por debilidades corticales o fracturas motivadas por movimientos de componente vertical.

Posteriormente y a través de estas fracturas producidas por la debilidad cortical, surgen emisiones potentes de lavas ácidas y básicas, con sus correspondientes piroclásticas, y etapas en las que se depositan sedimentos detrítico. A estas efusiones volcánicas corresponde un relativo ascenso de la cuenca (fase Bretónica de la orogenia Hercínica), desde el Fameniense Superior (que forma el muro de la formación volcánica) hasta el Viseense Superior (que forma el techo).

Existen, pues, varios episodios volcánicos superpuestos (ácido inicial, básico inicial, ácido final y básico final) con sedimentos detríticos intercalados, siendo el último episodio volcánico el correspondiente a la formación manganesífera, con exhalaciones predominantemente silíceas, hematíticas y manganesíferas.

El Viseense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseense Superior, de una monótona serie de arenas y sedimentos arcillosos que indican un mar poco profundo.

La existencia de los primeros movimientos hercinianos (fase Bretónica) viene apoyada por la presencia de fragmentos devónicos y del C. V. S. en el material detrítico de las grauvacas carboníferas y la existencia de un conglomerado en la parte superior del Devónico (fuera de la Hoja), lo que implica una erosión pre-viseense en las formaciones devónicas y volcánicas emergidas por estos movimientos preliminares.

La fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, probablemente la fase Astúrica, que tuvo lugar entre el Westfaliense y Estefaniense, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de ejes $B_{S_1}^{S_2}$ de hundimiento poco acusado, vergencia Sur y dirección E.-O. o ONO.-ESE., y una pizarrosidad longitudinal S_2, que generalmente buza al Norte, subparalela al plano axial de los pliegues. Esta fase produjo diversos estilos de plegamiento según la competencia de los materiales, siendo los asimétricos los más comunes y los volcados con vergencia Sur los menos.

Esta misma fase Astúrica originó pliegues transversales de dirección NNE.-SSO, ortogonales a los anteriores, en forma de pliegues abiertos muy escasos y una pizarrosidad transversa S_3 poco penetrativa. Parece ser que esta fase actuó en dos impulsos cercanos en el tiempo, prácticamente coetáneos.

Movimientos hercínicos tardíos plegaron la pizarrosidad S_2, dando pliegues en V o «kink folds» a lo largo de un plano S_4, coaxiales con la primera deformación, por lo que también hubieran podido formarse durante una etapa final de la fase principal.

El emplazamiento de las rocas intrusivas que constituyen el Batolito de La Granada de Riotinto tuvo lugar en una etapa posterior a la orogenia Hercínica, ya que no se observa en ellas ninguna acción tectónica, salvo efectos locales de fracturación. Aprovechando esfuerzos de tensión se rellenaron las fracturas de cuarzo y se formaron los diques porfídicos y de diabasa.

A partir del Carbonífero y aún dentro del movimiento Hercínico, toda la región quedó emergida y sometida como país rígido a erosión durante el Secundario y el Terciario. Los procesos de erosión originaron la denudación de la cobertera carbonífera, poniendo al descubierto el C. V. S. portador de las mineralizaciones sulfurosas.

Actualmente se está depositando una toba calcárea como consecuencia de la precipitación de los carbonatos que llevan en suspensión las aguas de lavado de las calizas cámbricas de Zufre.

4 PETROLOGIA

ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

4.1 ROCAS INTRUSIVAS (γ^{2-3} ; $\gamma\eta^{2-3}$; ηq_{hb}^{2-3} ; ${}^{b}\theta_{h}^{2-3}$)

Las rocas intrusivas aflorantes en la Hoja ocupan un 50-55 por 100 de la superfiice de la misma, perteneciendo a lo que hemos denominado batolito de La Granada de Riotinto.

En la zona existen dos macizos de composición diferente, la unidad básica e intermedia, constituida por gabros comunes, gabros anfibólicos, dioritas y cuarzodioritas tipo tonalita, y la unidad ácida constituida por granitos y granodioritas. Basándonos en los datos de campo corroborados por los estudios petrográficos que más adelante iremos exponiendo, llegamos a la conclusión de que existen dos fases de intrusión ígnea, un primer episodio de carácter básico seguido de otro ácido (granítico).

Estas rocas, de quimismo tan diferente, se ponen en varios puntos en contacto brusco sin ninguna transición gradual, mediante fracturas de dirección Hercínica reactivadas por la intrusión y que han actuado de manera irregular. Otro dato significativo que apoya la hipótesis de dos fases de intrusión ígnea, es la presencia de pórfidos graníticos encajados siempre en el macizo básico e intermedio, no habiendo sido observados en la masa granítica. Por otro lado, se observa que cuando el contacto entre estas rocas límite (gabros y granitos) no viene influenciado por las fracturas mencionadas anteriormente, aparecen unidas entre sí por una serie completa de rocas de transición, que consideramos producto de fenómenos de hibridación.

Estos fenómenos de hibridación se han interpretado petrogenéticamente como producidos de forma simultánea, pues a la vez que la roca básica encajante quedaba afectada por la acción intrusiva granítica que produce

en ella procesos de transformación metasomática, la roca granítica quedaba enriquecida en elementos básicos por asimilación y contaminación.

Las transformaciones de las rocas gabroideas se producen de forma gradual y su intensidad está condicionada por la mayor o menor proximidad a la intrusión granítica. Los fluidos sobresaturados y ricos en álcalis, procedentes de la acción intrusiva del granito, provocan en las rocas básicas encajantes procesos de transformación, que desde las zonas más alejadas han dado lugar a fenómenos de anfibolitización, biotitización, alcalinización y finalmente potasificación, con aumento gradual de cuarzo libre. La secuencia zonada de estos estadios indica incremento de la intensidad de los procesos de transformación, aunque a veces se puedan encontrar solapados.

En cuanto a la edad del cuerpo intrusivo, no cabe duda de que es claramente posterior a las fases de deformación principal. Datos de campo y microscopio corroboran esta idea, ya que la intrusión ha asimilado parte del complejo volcánico-sedimentario, quedando bandas e isleos de rocas procedentes de dicho complejo que no han sido asimiladas, con visible metamorfismo de contacto. Asimismo, no se ha observado ninguna orientación en los minerales laminares ni a escala mesoscópica ni microscópica, sino que se encuentran dispuestos de forma arbitraria. No es extraño que las unidades cartografiadas presenten una dirección aproximada de N. 110°-130° E., es decir, mantengan una orientación sub-Hercínica, debido a que el emplazamiento del cuerpo intrusivo ha debido venir condicionado por unas directrices tectónicas preexistentes, que corresponden a la dirección Hercínica dominante en la región. Por otro lado, no se han observado de manera general fenómenos cataclásticos tales como trituración, granulación y demás efectos de deformación, aunque localmente algunos granitos los presenten. Todos estos hechos, sugieren que se trata de una intrusión tardi-orogénica, cuya cristalización evolucionó en un medio tectónicamente tranquilo.

Las rocas de caja de esta masa ígnea acusan los efectos térmicos que ocasionó la intrusión y presentan una aureola metamórfica de contacto cuya extensión es difícil de calcular.

a) **Rocas básicas e intermedias**

Los gabros no transformados presentan disyunción bolar típica, son de grano fino a medio y tienen una coloración verde oscura. Son rocas muy duras y resistentes, por lo que ocupan las lomas y cerros de cota elevada. Su mineralogía es simple, estando constituidos por clinopiroxeno y plagioclasa, desarrollando texturas que varían entre ofíticas de grano fino y medio hasta subofíticas. El plagioclasa se presenta en secciones tabulares y subidiomorfas zonadas y macladas, con alteración sausurítica (clinozoisita y prenhita visibles) de escasa a importante. El clinopiroxeno corresponde a la variedad de augita con extinción zonada, a veces de coloración rosa-vio-

lácea ligera, parcialmente cloritizado y uralitizado. Como accesorios comunes se presentan apatito y minerales metálicos (diseminaciones irregulares de pirita, entre otros).

Los procesos de transformación se inician con una sustitución de clinopiroxeno por hornblenda. El grado de transformación es variable y gradual, siendo la cantidad de anfíbol inversamente proporcional a la de piroxeno. Así, encontramos rocas en que la anfibolitización es parcial y en otras en las que todo el piroxeno ha sido sustituido. Como la clasificación está basada en el contenido mineralógico, las primeras las denominamos *gabros y gabros anfibólicos con piroxeno.*

La variación más importante en la mineralogía es la presencia de hornblenda parda y verde clara en placas xenomórficas con carácter poiquilítico o en forma de agregados microfibrosos (variedad actinolita-tremolita) que cuando se dan ambas en un mismo cristal, la variedad microfibrosa ocupa los bordes en crecimiento desordenado, penetrando al plagioclasa. El clinopiroxeno a veces en parte anubarrado por las exoluciones lamelares metálicas, se suele conservar en los núcleos de la hornblenda o presenta aspecto parcheado de sustitución.

Mientras que el piroxeno presenta un avanzado estado de anfibolitización, el plagioclasa puede permanecer inalterable, al menos aparentemente. Sus cristales son idio o inter-oidiomórficos con sausuritización a veces importante y con preferencia en núcleos.

Otros componentes accesorios son biotita y cuarzo intersticial con prenhita incluida. Son comunes los componentes de alteración, tales como: minerales de epidota (pistacita, clinozoisita y zoisita), prenhita, clorita y esfena, que a veces aparecen segregados en fracturas, en particular los dos primeros.

El segundo grupo de rocas diferenciadas por la anfibolitización total, *gabros anfibólicos,* no presenta variaciones importantes con respecto al grupo anterior. Sus diferencias no son tanto debidas a la mineralogía, como a cambios en la proporción de los minerales fundamentales. La inestabilidad del piroxeno es total, desapareciendo sin quedar rastro. En su lugar, la hornblenda presenta también caracteres poiquilíticos y de acumulados finos, muy finos y microfibrosos. Sus proporciones llegan en muchos casos a ser muy superiores a las del plagioclasa. En estas rocas, como en las anteriores, el plagioclasa conserva su aspecto original. La aparición de biotita en sustitución del ferromagnesiano, que puede acompañarse con la formación de cuarzo libre, marca el comienzo de un nuevo estadio en la sucesión de los procesos de transformación.

Es importante señalar que los procesos de transformación metasomática no afectan, hasta ahora, a los caracteres texturales, siendo sus texturas

principales las de un gabro sin alterar: (pseudos) gabroidea, ofítica y subofítica.

Se han cartografiado conjuntamente estas rocas (gabros, gabros anfibólicos con piroxeno y gabros anfibólicos) por tratarse de un tránsito gradual y variable, por lo que hemos preferido no poner contactos supuestos, que en cualquier caso serían arbitrarios.

A medida que los procesos de diferenciación ácida se intensifican, la roca gabroidea aparece más transformada y la composición mineralógica modal corresponde en los casos más extremos a la de una cuarzodiorita tipo tonalita, pasando por fases intermedias de dioritas anfibólico-biotíticas.

Las *cuarzodioritas* se distribuyen de manera bastante regular hacia la periferia del macizo gabrodiorítico, con una transición gradual bastante marcada. Según se desprende de la cartografía, estas unidades mantienen una dirección semejante a la de todo el batolito, constituyendo una diferenciación más ácida de la unidad gabroidea hacia los bordes.

En su conjunto, estas cuarzodioritas de tipo tonalita son rocas de aspecto gris blanquecino o rosado en algunos casos, como consecuencia del incremento de la alcalinización, con abundantes máficos y anfíbol en forma estrellada o en agujas distribuidas de manera irregular. El tamaño de grano es bastante homogéneo, oscilando entre 5 y 8 mm.

Los caracteres de transformación de estas rocas se manifiestan por el predominio de biotita sobre el anfíbol. Se va incrementando el contenido de cuarzo libre a la vez que se hacen inestables los ferromagnesianos, disminuyendo el conjunto de sus proporciones. Simultáneamente se produce una alcalinización progresiva del plagioclasa, que queda reflejada en una gradual reducción del núcleo zonado básico por enriquecimiento y recrecimiento en los bordes del feldespato alcalino y hasta una cristalización del mismo en los espacios intersticiales junto con cuarzo, acompañados a veces de prenhita y minerales de epidota. También comienza a ser habitual la presencia de feldespato potásico.

Sus caracteres texturales resultan afectados debido a la circulación de los fluidos granitizantes, produciendo nuevas mineralogénesis, entre las que se destacan, como relleno de intersticios: cuarzo abundante, en proporciones de hasta un 25 por 100 y superiores, plagioclasa alcalino y feldespato potásico. El desarrollo de estos tres componentes es inversamente proporcional a los ferromagnesianos y plagioclasa zonada. En consecuencia, las texturas más corrientes son alotriomorfas con tendencia a la hipidiomórfica y localmente se pueden observar aspectos pseudoofíticos y subofíticos.

La hornblenda desarrolla cristales prismáticos independientes escasamente poiquilíticos, en tonos de color variable, desde verde intenso semitranslúcido, verde aceituna a verde claro. La biotita se desarrolla por el anfíbol, quedando reliquias de éste en sus núcleos, o puede crecer de forma independiente, asociada o rodeando al anfíbol simultáneamente. A veces crece

poiquilíticamente en gruesas placas englobando varios cristales euhedrales del plagioclasa.

El cuarzo puede ser muy abundante también, llegando a desarrollar secciones xenomorfas de carácter poiquilítico, incluyendo simultáneamente varios cristales de plagioclasa. Los contornos del plagioclasa en contacto con cuarzo son irregulares debido a la corrosión, penetración y reemplazamiento producido por este último. El feldespato potásico presenta carácter micropertítico y ocupa espacios intersticiales.

Otros componentes comunes son: clorita, desarrollada por biotita, acompañada de esfena y pistacita, zoisita y clinozoisita formados a expensas del plagioclasa, y prenhita que suele aparecer asociada al cuarzo como relleno de venillas irregulares o segregado en vetillas más importantes. En todas estas rocas son también habituales como accesorios comunes los minerales opacos con alteración a esfena y apatito prismático-acicular.

b) **Rocas ácidas**

Las rocas graníticas aflorantes se sitúan flanqueando al N. y al S. el macizo básico-intermedio aludido en el apartado anterior. La clasificación de estas rocas está basada en el contenido mineralógico (granitos y granodioritas) combinado con distinciones texturales para algunos grupos. En este sentido, hemos considerado granitos, leucogranitos, granitos granofídicos y porfídicos. Por disminución en el contenido de álcalis se observan tránsitos insensibles a los tipos inmediatamente más básicos. También cualquier tipo puede presentarse albitizado y/o potasificado. Los caracteres texturales nos hacen pensar en intrusiones de poca profundidad y enfriamiento rápido.

Los *granitos y leucogranitos* suelen tener un tamaño de grano muy uniforme, con textura hipidiomórfica de grano medio; localmente presentan la cataclástica parcial debido a procesos de deformación tectónica. Todos los granitos presentan una composición mineral similar, con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como componentes principales. El plagioclasa es alcalino idio y subidiomorfo, débil o medianamente alterado a sericita, a veces caolinizado y más raramente con presencia visible de minerales de epidota micro y finogranulares. Son frecuentes las maclas y pocas veces aparecen zonaciones. El cuarzo es de tamaño similar al plagioclasa, subidiomorfo o alotriomorfo y con extinción ondulante en muchos casos. El feldespato potásico, con fenómenos de pertitización en string fino, rellena interespacios entre el cuarzo y el plagioclasa, sustituyendo a este último en algunas ocasiones.

En una proporción, normalmente inferior al 5 por 100, y como minerales accesorios comunes, aparecen: biotita, clorita, mineral de epidota, esfena, mineral de hierro, apatito, opaco y circón. Es raro que aparezcan carbonatos y si lo hacen rellenan fracturas. La biotita, en muchos casos, aparece clori-

tizada y se encuentran en ella inclusiones de opaco, esfena y pistacita de color amarillo limón intenso. Es frecuente la presencia de diseminaciones regulares de pirita, de manera semejante a como se presentaba en los gabros.

En algunas muestras hemos encontrado enclaves de composición más básica, concretamente diorítica y cuarzodiorítica, como consecuencia de la asimilación incompleta.

Localmente se ha observado la presencia de granitos con biotita y mica blanca, la primera de fuerte pleocroísmo, en láminas de tamaño medio y más abundante que la segunda.

Los *granitos granofídicos y porfídicos* constituyen la facies de borde. Los granitos granofídicos se caracterizan por su textura gráfica. Los porfídicos presentan fenocristales, principalmente de plagioclasa, caolinizado, sericitizado y a veces en acúmulos y en menor proporción de cuarzo, en una matriz formada por plagioclasa alcalina, feldespato potásico y cuarzo en intercrecimiento cripto y micrográficos, a veces constituyendo esferulitos radiales.

El proceso de albitización queda reflejado por la sustitución del feldespato potásico en los intercrecimientos gráficos y por la alcalinización del plagioclasa con la consiguiente formación de abundante mineral de epidota. La potasificación se presenta en los bordes de los cristales del plagioclasa o bien en forma de parches dentro del mismo.

Algunos granitos presentan efectos cataclásticos que quedan patentes por la extinción ondulante del cuarzo, numerosas fracturas, distorsión de los individuos del plagioclasa y a veces trituración.

Por último, en las *granodioritas*, predominan las texturas hipidiomórficas de grano medio a grueso, a veces heterogranulares. También se ha observado la textura pseudoofítica, en la que el cuarzo libre se presenta en xenocristales de carácter poiquilítico englobando al plagioclasa. El plagioclasa, en cristales euhedrales, se presenta frecuentemente zonado y parcialmente sausuritizado o sericitizado con alteración preferencial en los núcleos. En ocasiones se observa potasificación parcheada. El feldespato potásico con frecuencia es pertítico o micropertítico, con la macla en malla del microclino y a veces en intercrecimiento gráfico con el cuarzo.

Como minerales accesorios tenemos hornblenda verde con colores amarillo-verdoso a verde intenso, bastante fresca o con incipiente cloritización, coexistiendo junto con la biotita. Es habitual la presencia de clorita y minerales de epidota (pistacita-clinozoisita y raramente allanita) como productos de alteración. Los accesorios comunes son: esfena, opaco, apatito y circón.

4.2 ROCAS FILONIANAS

Las rocas filonianas de esta Hoja podemos agruparlas en los siguientes

tipos: pórfidos y granófidos graníticos, pórfidos granodioríticos, diabasas y cuarzodiabasas, pórfidos monzoníticos, lamprófidos y diques de cuarzo. La mayor parte de las muestras estudiadas pertenecen a los dos primeros.

a) **Pórfidos y granófidos graníticos** (FO^3)

Las características texturales son similares en todos ellos, predominando las texturas porfídicas con matriz de fino a microgranular, esferulítica radial y micrográfica; en algún caso se presenta la textura gráfica y más raramente señales de cataclasis.

Como minerales principales aparecen cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y como accesorios más comunes minerales de epidota (pistacita y clinozoisita, fundamentalmente), biotita, clorita, esfena, mineral de hierro, opaco, apatito y circón. Con menos frecuencia rutilo, carbonatos y prenhita.

Los fenocristales pueden llegar a ser muy numerosos; los más abundantes son los de plagioclasa, maclados, a veces en acumulados, frescos o ligeramente sericitizados y/o caolinizados. En menor proporción los de cuarzo, con formas corroídas o idiomorfas. Por último, el k-feldespato micropertítico parcialmente caolinizado. Se han observado en algunas muestras microfenocristales de biotita parcial o totalmente cloritizada con inclusiones de apatito y circón.

La matriz está constituida por cuarzo, plagoiclasa, feldespato-k. Cuando es microgranular o finogranular, el plagioclasa es tabular, idiomorfo, el cuarzo subidiomorfo y el k-feldespato anhedral. Si es esferulítica estos minerales aparecen formando intercrecimientos, siendo frecuente la aparición de un núcleo de cuarzo o plagioclasa. La mica blanca es otro de los componentes de la matriz, y en ocasiones, puede ser muy abundante.

Dentro de los diques de pórfidos graníticos destacan los situados en las inmediaciones de la aldea Valdeflores, y el que atraviesa el sinclinorio carbonífero, que presenta gran longitud (5 km.) y escasa potencia (10-20 m.).

b) **Pórfidos granodioríticos** ($F\gamma\eta^3$)

Menos frecuentes son los pórfidos granodioríticos que poseen características mineralógicas similares a los descritos, variando, lógicamente, las proporciones de ferromagnesiano y feldespato alcalino.

c) **Diabasas y cuarzodiabasas** ($F\varepsilon^3$)

La textura varía desde ofítica a subofítica e intergranular de grano fino, con cierta tendencia a la porfídica. Los componentes principales son plagioclasa, anfíbol verde (diabasas anfibólicas), clinopiroxeno y cuarzo (cuarzodiabasas). Los accesorios más comunes son: clorita, esfena, opaco (en algu-

nas muestras muy abundante) y minerales de epidota (pistacita y zoisita). Menos frecuentemente se observa k-feldespato, rutilo, mineral de hierro y prenhita. El apatito es acicular y frecuente.

El plagioclasa es idiomorfo o subidiomorfo, sausuritizado con preferencia en el núcleo y, a veces, con zoisita visible. Entre los cristales de plagioclasa se dispone el clinopiroxeno (probablemente augita, en ocasiones algo titanada), que no suele aparecer fresco y normalmente está sustituido parcial o totalmente por anfíbol verde-verde pardo, aunque no es raro encontrarlo cloritizado. El feldespato potásico, cuando aparece, lo hace en sustitución de la plagioclasa.

Las transformaciones hidrotermales llegan a constituir vetas de unos 20 cm. de potencia, formadas por un agregado fino de cuarzo y zoisita prismática.

Dentro de las diabasas tenemos un grupo de muestras que denominamos diabasas albíticas, algunas con textura porfídica y matriz intersertal. Los componentes fundamentales son albita y clorita. Las muestras corresponden a diabasas muy transformadas (el plagioclasa básico aparece alcalinizado con abundante epidota visible y el ferromagnesiano convertido en clorita parcial o totalmente en algunos casos).

d) **Pórfidos monzoníticos** ($F\mu^3$)

Presentan textura porfídica con matriz finogranular. Mineralógicamente están compuestos por clinopiroxeno idiomorfo, parcial o totalmente transformado en clorita, plagioclasa idiomorfa y feldespato potásico sustituyéndole. Como accesorios cuarzo, esfena, mineral de epidota, carbonatos, biotita, apatito, mica blanca y opaco.

e) **Lamprófidos** (FL^3)

Son del tipo espesartita de textura panidiomorfa con tendencia en algún caso a porfídica. Están constituidos por plagioclasa, anfíbol verde y cuarzo como minerales principales y k-feldespato, opaco, biotita, mineral de hierro, apatito y circón como accesorios. El anfíbol verde-azulado, fibroso, es muy abundante, idiomorfo como microfenocristal o en la matriz. El plagioclasa, subeuhedral, sericitizado y caolinizado. El cuarzo se dispone intersticialmente entre estos dos componentes.

f) **Diques de cuarzo** (Fq^3)

Existen, finalmente, diques de cuarzo de pequeña potencia, destacando por su longitud el situado inmediatamente al norte de la mina de fluorita de «Los Angeles» y el situado al SO. de Zufre.

4.3 ROCAS EXTRUSIVAS

Se han agrupado las rocas volcánicas en lavas y tobas ácidas e intermedias. La diferencia entre los términos ácidos e intermedios resulta en muchos casos difícil, debido a su intenso estado de alteración. Hemos tomado como base de esta diferenciación el contenido porcentual del cuarzo, sobre todo cuando su abundancia se manifiesta en los fenocristales (lavas) y en los fenoclastos (tobas).

Tanto las tobas como las lavas presentan los mismos tipos y su distinción no es tanto mineralógica como textural y de procedencia (piroclastos y coladas, respectivamente).

4.3.1 LAVAS RIOLITICAS Y CUARZOQUERATOFIDICAS

La textura en ambos tipos es porfídica con matriz finogranular, microcristalina, esferulítica o pseudoesferulítica radial, criptográfica y raramente microlítica. Los fenocristales son de albita y cuarzo. El plagioclasa está ligera o fuertemente caolinizado, sericitizado y epidotizado; estas dos últimas transformaciones llegan a ser a veces muy intensas. En otras ocasiones (de forma constante en las riolitas) los fenocristales de albita están parcialmente potasificados en manchas o según fracturas. El cuarzo aparece en ocasiones rodeado por intercrecimientos micrográficos con k-feldespato o albita. No es raro encontrar microfenocristales de clorita y mica blanca procedentes de la alteración de los minerales máficos.

En las riolitas, la matriz está constituida por k-feldespato, con preferencia poiquilítico, que engloba microlitos de plagioclasa y clorita o aparece junto con la albita y el cuarzo como componente microgranular o bien en esferulitos radiales con cuarzo. En los cuarzoqueratófidos, la matriz presenta abundante clorita, sericita, cuarzo y albita en intercrecimientos micro o criptográficos, esferulitos, o bien microgranular.

Como accesorios variables aparecen: minerales de epidota, esfena, sericita, mineral de hierro, apatito, opaco y circón y k-feldespato en el caso de los cuarzoqueratófidos. Menos frecuentes son los carbonatos, mica blanca, esfena y biotita (esta última por efecto de un mayor incremento térmico).

Algunas lavas presentan numerosas vacuolas rellenas de clorita y cuarzo prismático. La silicificación en ocasiones llega a ser importante.

4.3.2 LAVAS QUERATOFIDICAS

Poseen textura porfídica con matriz finogranular, microgranular o poiquilítica. Los fenocristales son de plagioclasa alcalina, a veces parcialmente potasificados. La matriz presenta gran cantidad de clorita y mineral de epidota.

4.3.3 TOBAS CUARZOQUERATOFIDICAS

Texturalmente presentan fenoclastos en una matriz microgranular orientada, en la mayoría de los casos pizarrosa o filitosa, cuya orientación viene marcada por la sericita. Los componentes minerales principales son plagioclasa alcalina, cuarzo y en cantidades variables clorita, sericita y mineral de epidota. El plagioclasa aparece en fenoclastos y en la matriz, desde fresca hasta totalmente transformada en sericita. El cuarzo se observa también en fenoclastos y en la pasta, presentando normalmente extinción ondulante y otros efectos de tectonización. La clorita forma parte de la matriz en finas láminas o aparece en pseudofenocristales como producto de alteración del ferromagnesiano. Como accesorios comunes menores se observan: mineral opaco, esfena, mineral de hierro, circón y apatito. Accidentalmente aparecen otros minerales de neoformación: biotita, carbonatos y k-feldespato; este último se presenta en fracturas en el plagioclasa o matriz. El mineral de hierro se observa rellenando pequeñas vetas y como producto de oxidación de pirita.

4.3.4 TOBAS RIOLITICAS

Son rocas muy similares a las cuarzoqueratófidas; su diferencia principal estriba en la presencia importante de k-feldespato en detrimento de albita-oligoclasa. El k-feldespato, en todas estas muestras de la zona, es un componente de formación tardía a costa del plagioclasa alcalino preexistente o como mineral de relleno. Es importante la localización de las zonas de alteración potásica, ya que puede ir acompañada de mineralizaciones.

La textura es porfidoclástica con matriz finogranular o microcristalina. Los fenoclastos son de cuarzo y plagioclasa, esta última con cantidades variables de mineral de epidota. La matriz está en algunos casos orientada, con feldespato potásico como constituyente fundamental. Los componentes accesorios son los mismos que en el grupo anterior.

4.3.5 TOBAS QUERATOFIDICAS

Presentan una textura porfidoclástica con matriz microcristalina, pizarrosa y raramente criptocristalina. Los componentes principales constituyen, a su vez, los fenoclastos de la roca y son: albita, normalmente sericitizada y clorita. La matriz está formada por albita y clorita microcristalinas, así como el resto de los minerales accesorios, que son: esfena, mineral de epidota, cuarzo, opaco, sericita, k-feldespato, m. de hierro, apatito y circón. Los minerales de epidota pueden llegar a ser muy abundantes y aparecen incluidos en la albita como producto de su transformación, o segregados en vetas.

Algunas tobas presentan gran cantidad de fragmentos líticos. Localmente aparecen tobas cuarzo-cloríticas y tobas cinerítica.

4.4 ROCAS METAMORFICAS (Dm_3-Hm^{A-A}_{11-12}; $Hp3m^{A-A}_{11-12}$)

Existen dos tipos de metamorfismo en los materiales paleozoicos cartografiados. Un primer metamorfismo regional en su grado más bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, que ha producido en los sedimentos pelíticos el desarrollo de una pizarrosidad inicial muy penetrativa, debido a la orientación planar de los cristales laminares, y un posterior metamorfismo de contacto provocado por la intrusión ígnea, al que se superponen acciones pneumatolíticas tardías, acompañadas de neoformaciones de mica blanca y localmente turmalina más escasa.

a) Metamorfismo de contacto

Las rocas de metamorfismo de contacto ocupan un área algo menor de la cuarta parte de la zona estudiada, integrándose en superficies más o menos extensas, pero rodeadas de rocas intrusivas. Litológicamente constituyen una alternancia de pizarras y areniscas que han sufrido los efectos de un metamorfismo térmico. Dicha alternancia es a veces de forma compacta, como amazacotada y con frecuencia diaclasada. Las areniscas metamorfizadas son grises, de grano fino, a veces de tonos pardos por la oxidación y se presentan en lechos de 5 cm. o en bancos duros de 20 a 50 cm. e incluso 1 m. de potencia.

Estos sedimentos arenoso-pizarrosos no sufren grandes cambios como consecuencia de los efectos del metamorfismo de contacto, observándose que los efectos termales fueron insignificantes, no superando en ningún caso la facies de albita-epidota (pizarras y filitas mosqueadas, metareniscas, cuarcitas micáceas, cuarcitas corneánicas) hasta corneanas cuarzo-micáceas con andalucita o chiastolita.

4.4.1 FACIES DE LAS CORNEANAS DE ALBITA-EPIDOTA

El metamorfismo de contacto, en sus áreas más externas, empieza manifestando en los materiales más sensibles (rocas pelíticas) un moteado fino producido por la concentración de grafito, óxidos de hierro y minerales de arcilla. En dirección hacia el contacto con las rocas graníticas, el mosqueo se incrementa en cantidad y tamaño y se acompaña por neoformaciones de clorita y biotita, visibles en un principio sólo en las zonas de fractura.

En la aureola interior, el efecto térmico produce una recristalización total con formación de cuarcitas corneánicas, con cantidades variables de biotita. En los lechos más pelíticos aparecen blastos automorfos de anda-

lucita, mayormente en su variedad de chiastolita. La paragénesis mineral de esta aureola interna es andalucita, cuarzo, biotita. La presencia de mica blanca y turmalina, a veces en proporciones muy elevadas, es debida a procesos pneumatolíticos tardíos, produciéndose a costa del feldespato, biotita y andalucita.

De la paragénesis mineral (en ningún caso se ha observado cordierita) se deduce que la temperatura a que han estado sometidas estas rocas no ha sobrepasado los 500° C.

b) **Metamorfismo regional**

Los efectos del metamorfismo regional en el área considerada son de escasa intensidad, correspondientes a la epizona superior o zona de la clorita de los esquistos verdes.

Los materiales se transforman, en consecuencia, en pizarras pelíticas, pizarras cuarzosas, filitas, cuarcitas, metagrauvacas o metareniscas (semiesquistos), que además de desarrollarse en ellos una pizarrosidad inicial penetrativa, se produce a continuación otra esquistosidad de crenulación, a favor de la cual se suelen producir deslizamientos que afectan a la preexistente. Deformaciones observables tan sólo en las muestras o lechos más pelíticos, ya que en los cuarcíticos se atenúan considerablemente los efectos.

Las rocas pelíticas pasan a pizarras y filitas, formadas fundamentalmente por material micáceo: sericita, clorita y mica blanca esporádica. El cuarzo suele ser escaso, aunque en algunas muestras de pizarras y filitas cuarzosas o arenosas puede ser importante, a modo de finos lechos que alternan con los micáceos o en forma de fragmentos detríticos del tamaño del limo o arena. Como accesorios se presentan: feldespato, mineral de hierro, leucoxeno, grafito, apatito y circón.

Las areniscas, que varían de cuarzosas a líticas, se transforman en cuarcitas, metareniscas y metagrauvacas, compuestas por clastos de cuarzo como principal y cantidades variables de clastos de feldespato y líticos, rodeados de matriz arcillosa totalmente recristalizada a sericita, clorita y microcuarzo. Los minerales accesorios son los mismos, pero suele ser mayor la presencia de la fracción pesada (apatito, circón, opaco y rutilo).

5 METALOGENIA

5.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

La génesis de los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico del SO. ha suscitado desde el pasado siglo grandes discusiones y originado

varias teorías. Las dos principales hipótesis sobre reemplazamiento hidrotermal y sobre inyección magmática, han sido abandonadas y dado paso a la teoría volcánico-sedimentaria.

Actualmente se admite que los yacimientos de sulfuros masivos del cinturón pirítico hispano-portugués, son de origen exhalativo singenético sedimentario, de la misma edad y formación que sus rocas encajantes, 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 reduciría así:

Con el volcanismo submarino que se origina a través de fracturas, se producirían vapores sulfurosos que se disolverían en el agua. Las bacterias existentes en cuencas de ambiente reductor, producirían el ion sulfuro $S^=$ que se combinaría con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag) existentes en el agua procedentes de las emanaciones volcánicas y de la sedimentación normal de la cuenca, formando unos lodos con geles de sulfuros complejos, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad o, por el contrario, con movimiento del fondo de la cuenca, redepositándose en este caso a distancias variables de su fuente de origen. Los que sufrieron mayor transporte muestran estructuras sedimentarias como «slumping», estratificación graduada, etc.

Cinco minas grandes con varias pequeñas, producen anualmente en la faja pirítica hispano-portuguesa tres millones de toneladas anuales, estimándose que las reservas hasta ahora establecidas son de cerca de 620 millones de toneladas, con la siguiente composición media: azufre (46 por 100), hierro (40 por 100), cobre (0,7 por 100), cinc (2,9 por 100), plomo (1,1 por 100), oro (0,8 gr/Tm) y plata (30 gr/Tm), siendo el resto ganga de sílice y carbonatos. De los constituyentes menores, el arsénico con un 0,6 por 100, selenio, cobalto, mercurio y otros en cantidades insignificantes.

Las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario, yaciendo en las tobas, muy cerca de las lavas. Acompañando a los yacimientos de sulfuros se encuentran azufrones de pirita grosera, con diseminaciones de pirita y calcopirita en las tobas y pizarras de este C. V. S.

Los depósitos de sulfuros están controlados estratigráficamente y estructuralmente, el plegamiento de la orogenia Hercínica ha modificado las masas y producido alteraciones y removilizaciones (que favorecen la metalización) que pueden enmascarar su génesis. De todas formas, y debido a la íntima relación de las menas con el volcanismo (la emisión de las lavas ha tenido lugar a través de fracturas submarinas), debe existir una relación

entre la distribución de las mineralizaciones y las zonas de debilidad cortical.

Los procesos de meteorización durante el secundario y terciario originaron las monteras de hierro oxidadas o gossan (constituido principalmente por hematites, geotita y limonita) y un enriquecimiento secundario de los criaderos o zona de sulfuros secundarios (por lixiviación de la mineralización al descender el nivel hidrostático), concentrándose el cobre en forma de calcosina y covellina en esta zona.

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 pirita de la Hoja de El Castillo de las Guardas tienen características comunes con los descritos para la faja pirítica. El volcanismo ácido superior es el portador de los principales yacimientos sulfurosos (excepción hecha para la mina de Coto Vicario), ocupando los flancos del sinclinorio carbonífero. Dentro del mismo, el nivel más importante es el constituido por tobas ácidas esquistosas de granulometría variada, que contiene a la masa de El Castillo, como a otros varios registros, diseminaciones e importantes zonas de oxidación.

Vamos a describir la paragénesis y leyes de la Mina de El Castillo, que es el criadero de pirita más importante de la Hoja. Su metalización es concordante con la roca de caja, que son tobas ácidas (como en la mayoría de las minas de la cuenca), correspondientes al volcanismo ácido superior. El criadero está atravesado a poniente por un lentejón de magnetita de 2 a 3 m. de potencia. El estudio de las probetas tomadas en la zona oeste y centro de la costa nos da la siguiente paragénesis:

Pirita - calcopirita - esfalerita - magnetita - siderosa - boulangerita - tetraedrita - calcosina - oro - arsenopirita.

La pirita es idiomorfa masiva, recristalizada con buen tamaño de grano. En su seno se encuentran bandas de minerales transparentes en mucha menor proporción que el sulfuro, orientadas marcando alineaciones en la superficie plana de las preparaciones. En la mayoría de los casos, claramente

posterior a la magnetita. A veces se presenta en bastoncillos al cristalizar entre los cristales tabulares de la magnetita.

Rellenando poros y fisuras entre los granos de pirita se encuentra calcopirita, alotriomorfa. Otras veces, formando bastoncillos, como los de pirita. A veces, es posible encontrar granos de calcopirita aparentemente fracturados y con relleno de esfalerita. En una preparación se la ve sustituida por calcosina. La magnetita es idiomorfa, recristalizada, con buen tamaño de grano, con habitus tabular, cristales que aparecen como plegados y a veces con formas elípticas semejantes a los oolitos. Asociada a siderosa. Tetraedrita en escasa cantidad. Oro nativo (en un vértice de una preparación), en espacios libres entre magnetita y calcopirita. Cristales tabulares de arsenopirita. Boulangerita asociada a calcopirita.

En 1961, el mineral crudo se clasificaba en azufrón cobrizo (28 por 100 de S y 1,20 por 100 de Cu), pirita cobriza (45 por 100 de S y 1,10 por 100 de Cu) y pirita no cobriza (45 por 100 de S y 0,40 por 100 de Cu), según PINEDO (1963). Hay que resaltar la buena calidad de las piritas, pues si bien son algo bajas en azufre, vienen revalorizadas por su escaso contenido en impurezas, especialmente arsénico y plomo. Más al norte de esta mina se halla un pequeño criadero de mispíquel o pirita arsenical, por lo que evidentemente ha de existir alguna causa local para que el arsénico que debería contener la masa pirítica se halle concentrado en estos filones, dejándola libre de tal impureza.

La Mina de Coto Vicario es el único criadero ubicado en las tobas ácidas del volcanismo ácido inicial. El estudio de las probetas tomadas en la escombrera del pozo Maestro nos permite describirle así:

Pirita cataclástica en granos dispersos, cuyo tamaño oscila entre amplios límites, llegando a alcanzar los 3 mm. Se observó en uno de los granos mayores la presencia de una inclusión de calcopirita de pequeño tamaño. Aparentemente la oquedad que alberga la calcopirita no tiene relación con la fracturación que afecta a la pirita, siendo al parecer esta última posterior. Pirrotina idiomorfa dentro de los granos de pirita.

5.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Los depósitos de manganeso se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros y situados como éstos en el C. V. S. Estos criaderos, ligados a jaspes, son 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.

Los yacimientos manganesíferos están constituidos por silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) como minerales primarios, produciéndose en

la montera óxidos y peróxidos secundarios (pirolusita). En general, son criaderos pequeños y pobres en manganeso. Corresponden a la última fase del episodio volcánico, situándose a techo de las masas sulfurosas y asociadas a emanaciones silíceas póstumas. Como rocas encajantes tobas, pizarras, cineritas y jaspes de la formación manganesífera. Poseen la misma dirección regional E.-O. de los sulfuros.

5.3 YACIMIENTOS DE FLUORITA

Dentro de los yacimientos filonianos del Batolito de La Granada de Riotinto, de origen hidrotermal, de baja temperatura, que se describen en el apartado de Minería, se ha dedicado especial atención a la mina de fluorita de «Los Angeles», por ser la única explotación abierta hasta su inundación en 1975 y haberla podido visitar varias veces recogiendo muestras para su estudio.

La paragénesis reconocida en muestras pulidas tomadas en el filón de fluorita es:

Minerales principales: fluorita, galena, blenda.
Minerales accesorios: calcopirita, arsenopirita, tetraedrita, cobaltina, hematites.
Minerales secundarios: calcosina, covelina, bornita, cerusita.

Galena y blenda simultáneas. Los bordes de la galena alterados a carbonatos. Exoluciones de tetraedrita dentro de la galena. Hematites con textura esquelética. La calcopirita aparece desmezclada en la galena.

Mediante fluorescencia de rayos X se detectaron: indio, cadmio y plata. Mediante análisis químico por absorción atómica se determinaron: indio, 77 ppm. y 90 ppm. en dos muestras; cadmio, 0,0025 y 0,0057 por 100; plata, 220 y 240 gr/Tm. Por microsonda electrónica se detectó la cobaltina aislada, el indio y el cadmio dentro de la blenda, la plata en la tetraedrita y algo en la red de la galena.

Se estudiaron, asimismo, muestras transparentes del estéril del filón de fluorita, que dieron como minerales principales cuarzo, plagioclasa, productos arcillosos, blenda, fluorita y feldespato potásico (secundario). Como accesorios, apatito. La fluorita y blenda aparecen simultáneas. Los cuarzos alargados típicos hidrotermales son posteriores y también posteriores a la galena. Existe fuerte fracturación y potasificación.

Las leyes de la mina de Los Angeles son: 50 por 100 de F_2C_a, 2 por 100 de Pb, 2,5 por 100 de Zn. El tonelaje disminuye en profundidad a razón de 20.000 Tm. por planta. La ley también disminuye en profundidad, con 35 por 100 en los pisos superiores y menos del 25 por 100 en los inferiores.

Hasta 1974 se trataron unas 330.000 Tm. de todo uno, que dieron

86.410 Tm. de fluorita de calidad ácida, 7.350 Tm. de galena, con una ley del 61 por 100 de Pb y 700 gr/Tm. de Ag, y 7.531 Tm. de blenda, con el 50 por 100 de Zn.

La fluorita es de color verde y en origen hidrotermal de temperatura media a baja. La fluorita y la galena son simultáneas y la blenda ligeramente posterior.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

6.1.1 MINERIA

El área estudiada, que corresponde al extremo NE. del cinturón pirítico, puede considerarse como una zona minera muy importante, que ha sufrido una intensa explotación, como lo demuestra la gran cantidad de labores abandonadas. En 1963 cerró la mina de pirita del «Castillo de las Guardas» (actualmente en investigación) y en 1975 la mina «Los Angeles» de espato de flúor.

Podemos situar las mineralizaciones existentes en la zona en tres franjas, la norte emplazada en el C. V. S. con yacimientos de pirita; la central, abarcando el Batolito de La Granada de Riotinto, con yacimientos filonianos de fluorita, plomo, cinc, cobre, mispíquel y wolfram, y la sur, emplazada también en el C. V. S., portadora de depósitos de pirita y manganeso, que es prolongación oriental de la franja que contiene numerosos e importantes yacimientos en la provincia de Huelva.

Se han localizado numerosas labores mineras, representadas todas ellas en la cartografía geológica, pero vamos tan sólo a describir las más importantes y representativas del conjunto. Las distribuimos para su estudio en:

— Yacimientos de pirita.
— Yacimientos filonianos del Batolito.
— Yacimientos de manganeso.

6.1.1.1 **Yacimientos de pirita**

a) Minas del Castillo de las Guardas. Coordenadas 37°41'45", 2°40'50".

Paraje: En la carretera del Castillo de las Guardas a Nerva, a 5,5 km. del primer pueblo.

Roca de caja: Tobas esquistosas ácidas del volcanismo ácido superior. Un poco más al sur existen tobas intermedias (queratofídicas y cuarzo-cloríticas).

Es el criadero de pirita más importante de la Hoja, situándose en el extremo noreste de la faja pirítica hispano-portuguesa. Se trata de una masa alargada de dirección aproximada E.-O. y buzamiento norte de 55°, medida en las tobas encajantes de la corta, pero parece que la intrusión granítica del este haya curvado el yacimiento en una dirección N. 110° E. Comprende varios pozos, galerías y una corta de dimensiones 300 m. largo por 100 m. ancho. El pozo maestro llegó a tener una profundidad de 125 m. y el último piso alcanzado fue el 15. Existen monteras de gossan al este de la corta. Las tobas están oxidadas, caolinizadas y lixiviadas.

El criadero está atravesado a poniente por dos diques (pórfido granítico y pórfido monzonítico) de 15-20 m. de potencia en dirección N.-S. y por un lentejón de magnetita de 2 a 3 m. de potencia de dirección N. 80° E. con 70° N. de buzamiento.

En esta mina, también conocida por Mina Admirable, se instaló una planta para la flotación de minerales cobrizos de baja ley en azufre y un taller de trituración de piritas, pues ahora todo se encuentra en estado ruinoso. Se extrajeron, entre los siglos pasado y éste, unas 2.500.000 Tm. En la actualidad se halla en fase de investigación, habiéndose dado dos sondeos («Castillo 1», con 30° de inclinación sur, alcanzando los 232 m., cortando mineral, y «Castillo 2», vertical, en ejecución).

b) Minas de Coto Vicario. Coordenadas 37°40'50", 2°44'20".

Paraje: Término del Madroño, a unos tres kilómetros al SO. de la aldea de La Aulaga.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo ácido inicial.

Se trata de cuatro niveles mineralizados, casi paralelos, de tobas ácidas esquistosas con grandes cristales de cuarzo, oxidadas y rojizas de unos 20-30 m. de potencia, direción N. 110°-120° E. y casi 3.000 m. de corrida, situados en el volcánico sedimentario ácido inicial entre pizarras y grauvacas.

Estos crestones van reduciendo su potencia hacia el Oeste y se pierden hacia el Este por la presencia del forestal. Debido al intenso plegamiento, los diferentes niveles tobáceos mineralizados podrían reducirse a uno solo que aflorase mediante una serie de estructuras.

Las labores fueron numerosas, como lo prueba la presencia de más de una docena de pozos y socavones en los diferentes niveles mineralizados.

c) Grupo Reforma-Vicaría.

Paraje: Sierra de la Vicaría, a 10 km. al sur de Zufre.

Roca de caja: Lavas ácidas (riolitas) del volcanismo ácido superior.

Los afloramientos de óxido de hierro, muy llamativos por lo compacto que se presentan, aparecen en las inmediaciones de la Ermita de Nuestra Señora del Puerto, aumentando su potencia al correr por la ladera de la

Sierra, alcanzando más de 20 m. a una distancia de casi un kilómetro de la Ermita. Por el contrario, en lo alto de la Sierra los afloramientos ferruginosos (en posible relación con alguna masa pirítica), de alineación E.-O., no se presentan en forma de óxidos compactos, sino terrosos e impregnando las riolitas. En algunos de los socavones dados en los altos de la Sierra Vicaría se cortaron impregnaciones piríticas. En la ladera sur de la Sierra, la Empresa Nacional Adaro dio en 1954 cinco sondeos sin haber logrado cortar la pirita. Sus características fueron:

Sondeo	Inclinación	Longitud, m.
15-1	60°	185,68
15-2	60°	229,95
15-3	60°	216,99
15-4	60°	200,27
15-5	40°	212,86

d) Mina de Nuestra Señora de Lourdes. Coordenadas 37°48'5", 2°36'5".

Paraje: Término de Zufre, en la confluencia del Arroyo del Rey con la Rivera de Huelva.

Roca de caja: Pizarras y grauvacas muy plegadas del Devónico-Carbonífero.

Comprende una pequeña labor a cielo abierto, al nivel de la Rivera de Huelva, y una galería que ahora está hundida. En el cauce del río se observa la mineralización puesta al descubierto por la erosión de las aguas. Se presenta en forma de cubos muy abundantes, aislados y generalmente separados por una masa arcillosa, unas veces de color parda y otras de color rojizo.

El mineral crudo se clasificaba en 1908 en pirita de hierro con una ley del 45 por 100 de Fe, y pirita ferrocobriza con 3 por 100 de Cu y 35 por 100 de S. Paró en 1909 (PINEDO, 1963).

e) Registros del Peralejo. Coordenadas 37°43'5", 2°44'15".

Paraje: Término del Castillo, a medio kilómetro al oeste de la aldea del Peralejo.

Roca de caja: Tobas ácidas esquistosas del volcanismo ácido superior.

Se trata de un pozo sobre las tobas ácidas que tienen una dirección aproximada E.-O. y 60° de buzamiento Norte. La Empresa Riotinto Patiño realizó en 1970 un sondeo, «Patiño 2», con 60° de inclinación Sur, que alcanzó los 42 m. y cortó 28 m. de azufrón. Hacia poniente y en este mismo nivel varios registros más y otro sondeo, «Patiño 1», de 60° de inclinación, alcanzando los 37 m. y tocando pirita (comunicación verbal).

f) Otros registros.

En el anticlinal de lavas ácidas (riolitas), situado al sur del Peralejo y en la corrida de lavas ácidas (cuarzoqueratófidos), situada al sur de Higuera de la Sierra, cerca del Arroyo del Rey, pertenecientes ambas a volcanismo ácido superior, existen una serie de pequeños socavones con escaso volumen de escombreras.

6.1.1.2 **Yacimientos filonianos del Batolito**

En relación con las rocas intrusivas del Batolito de La Granada de Riotinto (granitos, granodioritas, tonalitas y gabros) y su sistema de fracturas y diques, se han originado una serie de mineralizaciones que describimos a continuación.

Minas de fluorita

Mina de Los Angeles. Coordenadas: 37°43'25", 2°41'15".

Paraje: Situada al N. de la mina del Castillo y SO. de la aldea de Valdeflores.

Paragénesis: Fluorita, galena, blenda, cuarzo, calcopirita.

Roca de caja: Granito granofídico porfídico.

Hace pocos años que la Compañía Minera empezó a explotar esta mina de fluorita, cerrada últimamente en 1975. Se perforaron tres galerías paralelas a profundidades de 60, 90 y 120 m., correspondientes a los niveles 350, 380 y 410. La mineralización constituye el relleno de la falla que atraviesa la zona occidental de la Hoja. Existen pequeñas fracturas transversales, que desplazan sensiblemente la mineralización.

El filón, que aparece en lentejones de potencia irregular, entre 1 y 1,5 m. y de corrida, en el momento en que la visitamos (1974), de 860 m. en la galería segunda, tiene una dirección aproximada de N. 110°-120° E., con buzamiento entre 65° y 80° al S.

La galena y la blenda aparecen fundamentalmente a techo del filón (que es el hastial más irregular y que corresponde al S.) con bastante cuarzo. El muro del filón es más regular, apareciendo la fluorita en contacto con el granito, que actúa de roca encajante. Este esta sustituido en algunos tramos por un dique de lamprófido, tipo espesartita, de 40 cm. de potencia. La calcopirita, escasa y diseminada, se encuentra a techo. También aparecen a techo zonas requemadas.

Minas de plomo-cinc

a) Mina Tallesca o Diana. Coordenadas: 37°44'40", 2°34'.

Paraje: Al este de la aldea de la Alcornocosa, junto a la Rivera de Huelva.

Paragénesis: Galena, blenda, calcopirita, cuarzo y calcita.
Roca de caja: Prácticamente en el contacto de los gabros anfibólicos con rocas metamórficas plegadas.

Se trata de tres filones paralelos de dirección aproximada E.-O., que de Sur a Norte son: uno de galena bastante pura, otro de galena con blenda y un tercero de blenda con muy buena ley en cinc. Se realizaron una serie de pozos y socavones, uno de los cuales con dirección N. 70° E. tiene su entrada en la misma Rivera. Se midió en las rocas metamórficas de caja (N. 70° E. con 70° N. de buzamiento) y se tomó muestra de la misma (corneana cuarzo-micácea con granate). La mineralización está asociada a diques de cuarzo y de cuarzodiabasa albítica de color verde oscuro y grano fino.

b) Minas de la Loma de las Peñuelas. Coordenadas: 37°43'50", 2°31'30".

Paraje: Casi enfrente de la mina Tallesca, al otro lado de la Rivera de Huelva, término del Ronquillo.
Paragénesis: Galena, blenda, cuarzo, calcita.
Roca de caja: Como en la mina Tallesca.

Debe tratarse de los mismos filones que los de la mina Tallesca, ya que poseen la misma paragénesis, roca de caja y al menos uno de los socavones poseía una dirección aproximada E.-O. En la escombrera apenas si se encuentra mineral, ya que fueron recuperadas en 1969.

Minas de plomo

Coordenadas: 37°49'50", 2°45'10".

Paraje: Término de Higuera de la Sierra, al sur del pueblo.
Paragénesis: Galena, antimonita y ocres de antimonio.
Son dos pequeños pozos en el granito, unidos por un socavón de dirección N. 120° E.

Minas de cobre

a) Mina al sur de la Ermita del Prado. Coordenadas: 37°46'10", 2°44'25".

Paragénesis: Calcopirita, bornita, covellina, malaquita, azurita y cuarzo.
Roca de caja: Gabros anfibólicos y tonalitas.

La mineralización está asociada a un dique de cuarzo de 10 m. de potencia y dirección N. 155° E. Fueron trabajadas durante dos años al final de la década de los sesenta, realizando una serie de pequeños socavones y pozos de 7 a 8 m. de profundidad.

b) Minas al este de La Granada de Riotinto.

Paragénesis: Cuarzo, calcopirita, malaquita, azurita, turquesa y óxidos de hierro.

Roca de caja: Gabros anfibólicos.

Se trata de una serie de pequeñas labores en las inmediaciones de la falla que pasa al norte de La Granada de Riotinto.

Minas de mispíquel

Mina Santa Lucía. Coordenadas: 37°43'2", 2°39'48".

Paraje: En la carretera que va de la mina del Castillo a la aldea de Valdeflores.

Paragénesis: Mispíquel y calcopirita.

Roca de caja: Granito granofídico porfídico.

Se trata de un pequeño criadero de mispíquel o pirita arsenical, que se presenta cerca del único yacimiento de pirita que prácticamente no tiene arsénico (minas de El Castillo de las Guardas). Se alcanzaron leyes del 20 por 100 de As_2O_3. Se observa un pozo y un socavón de dirección N. 50° E. a ambos lados de la carretera.

Minas de wolframita

Coordenadas: 37°42'25", 2°41'50".

Paraje: Carretera del Peralejo.

Paragénesis: Wolfram, turmalina, cuarzo.

Roca de caja: Granito.

Existen dos pequeños socavones en el granito. La mineralización arma en filones de cuarzo de 50 cm. a 1 m. de potencia.

6.1.1.3 **Yacimientos de manganeso**

Han sido muchas las labores efectuadas en esta zona, aunque actualmente no se presenta ninguna explotación en actividad. Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados a jaspes. De las minas de manganeso fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos, que son óxidos y extraídos carbonatos de las inferiores. Las principales minas de manganeso existentes en el área son: Mina de «Peñas Altas», hacia el km. 8 del ferrocarril minero de Peña de Hierro a El Ronquillo (al NO. de la aldea de La Aulaga), es un gran crestón de jaspes de 40-50 m. de potencia en pizarras y tobas ácidas esquistosas como roca de

caja; mina del «Cuco», en la carretera de Nerva a El Castillo de las Guardas, crestón de jaspes de 20 m. de potencia y dirección N. 100° E. entre pizarras y tobas; mina «San José», a un kilómetro al norte de la Aulaga, crestón de jaspes de 10 m. de potencia entre pizarras; mina «El Higueral», hacia el kilómetro 13 del ferrocarril minero de Peña de Hierro a El Ronquillo, en la ladera que da a la Rivera del Jarramá, dos crestones de jaspes de dirección aproximada E.-O. entre pizarras y tobas; mina «Trinidad» en la carretera de La Granada de Riotinto a Nerva, km. 10,5, crestón de jaspes de 20 m. de dirección N. 95° E. entre tobas.

Todas ellas están situadas en la formación manganesífera, en la que existen infinidad de labores en jaspes de 1 a 5 m. de potencia. Tan sólo se localizaron unas pequeñas labores de manganeso en la parte occidental del anticlinorio de Coto Vicario, correspondiente al volcanismo ácido inferior.

La explotación se hizo por métodos rudimentarios sin ninguna mecanización y siguiendo generalmente un método selectivo, por lo que el mineral más íntimamente mezclado con SiO_2 se abandonó.

6.1.2 CANTERAS

Las explotaciones de canteras no tienen importancia en la zona estudiada. Se ha utilizado en casos aislados el granito como material de construcción, pero dadas sus características texturales resulta demasiado deleznable y poco consistente. Asimismo se explotan las graveras en los aluviones de los ríos.

6.2 **HIDROGEOLOGIA**

La zona estudiada 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. El gran número de arroyos existentes están sujetos a los cambios acusados de estación, hasta el punto de que en los meses de verano desaparece su caudal.

La serie volcánico-sedimentaria, con sus intercalaciones de lavas y pizarras, es impermeable, y en cuanto al Carbonífero, la alternancia de tramos pizarrosos (impermeables) con tramos detríticos (permeables) de muy poca potencia, no permite la acumulación de agua, por lo que la poca que se aprovecha es superficial o de cruces de fractura.

Las áreas metamórficas, aunque en algún punto permiten la existencia de algún nivel acuífero, en general se caracterizan por la impermeabilidad de sus materiales.

En resumen, vemos que el Paleozoico es en su conjunto impermeable y no puede albergar ningún acuífero de interés. Por tanto, las posibles capta-

ciones estarán controladas no por un sentido hidrogeológico, sino estructural (procedente de fracturas, contactos tectónicos, etc.).

En cuanto al granito, la única posibilidad de encontrar agua está asociada igualmente a fracturas o a contactos granitodiques. En toda la zona granítica existen pequeñas captaciones de 3 ó 4 m. de profundidad, que aprovechan el agua superficial retenida en el material meteorizado de dicho granito.

Por último, el Pliocuaternario de Zufre, con un sustratum impermeable, constituye un acuífero colgado y de pequeña importancia, dada la reducida extensión del afloramiento de la toba caliza.

La zona estudiada es 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.

7 BIBLIOGRAFIA

ARMENGOT, J. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (núm. 938)». *IGME.*

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. Paris,* t. 273, pp. 1087-1090.

— (1974).—«Aperçu sur la province pyriteuse sud-Ibérique. Centenaire de la societé géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères». *Liege,* pp. 287-315.

BOOGARD, M. Van Den (1963).—«Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal». *Geol. Mijnb,* núm. 42, pp. 248-259.

— (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.,* número 28, pp. 1-43.

CARVALHOSA, A. O da (1961).—«Contribuiçao para o estudio dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilitos da regiâo de Castro Verde-Messejana». *Com. Serv. Geol. Portugal,* núm. 45, pp. 371-390.

CRUZ GASPAR, O da (1961).—«Associaçâo genética dos espilitos 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, núm. 6, 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.

— (1966).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (núm. 959)». *IGME.*

— (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». *Studia Geológica,* VIII, pp. 93-124, Salamanca.

GONZALO Y TARIN, J. (1878).—«Reseña geológica de la provincia de Huelva». *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp.,* Madrid.

— (1886-1887).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva». *Mem. Comm. Mapa Geol. de Esp.,* Madrid.

GUTIERREZ, M., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1965).—«Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* 63, pp. 289-297, Madrid.

HORIKOSHI, E. (1969).—«Volcanic activity related to the Formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka Distric, Japan». *Mineral Deposita (Berlin),* 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.

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.

— (1971).—«Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrito-cuprifère de Huelva. Consécuences à léchelle régionale». *C. R. Acad. Sci. París,* t. 272, pp. 1956-1959.

— (1972).—«Sucession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésiferès et pyriteuses». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, pp. 505-508.

LECOLLE, M., y ROGER, G. (1973).—«Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-Ibérique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 141-144.

MARTIN ESCORZA, C., y RIVAS PONCE, A. (1975).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Castilblanco de los Arroyos (núm. 940)». *IGME* (In. Lit.).

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.

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.

— (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.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1970).—«The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt.». *Miner. Depos.*, vol. 5, pp. 273-279.

— (1970).—«Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal». *Geol. Mijnb.*, vol. 49, pp. 439-450.

— (1971).—«An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Geol. Min. Madrid*, vol. 82-84, pp. 239-268.

— (1971).—«Pyrite emplacement by gravity flow». *Bol. Geol. Min.*, vol. 82-84, pp. 304-308.

— (1975).—«Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme somments». *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.

SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, W. I. (1969).—«Folded overthruts at Aljustrel (South Portugal)». *Geol. Mag. Cambridge*, vol. 106, núm. 2, pp. 130-141.

SOLER, E. (1971).—«Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva. Stratigraphie et tectonique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1197-2000.

— (1973).—«L'association spilites-quartzkératophyres du sud-ouest de la Péninsule Ibérique». *Geol. Mijnb. 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 pirítica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera». *Industria Minera,* pp. 25-38.

TURNER, F. J., y WEISS, L. E. (1963).—«Structural analysis of metamorphic tectonites». *Mc. Graw. Hill. New York. London,* 545 p.

VAZQUEZ, F. (1968).—.«Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del Suroeste de España». *Bol. IGME,* tomo LXXIX, pp. 18-39.

— (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Santa Olalla de Cala (núm. 918)». *IGME.*

VAZQUEZ, F., y ARMENGOT, J. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (núm. 960)». *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,* 663 p.

WILLIAMS, D. (1934).—«The geology of the Riotinto mines, Spain». *Trans. Inst. Min. Met. Lond.,* vol. 43, pp. 593-640.

— (1962).—«Further reflections on the origin of the por phyries and ores of Riotinto Spain». *Trans. Inst. Min. Met. London,* vol. 71, pp. 265-266.

— (1966).—«Volcanism and ore deposits». *Freiberger Forschungshefte.* C. 210. Leipzig, pp. 93-111.

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

SP SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA