

MAPA GEOLOGICO
DE ESPAÑA 1:50.000

VALVERDE DEL CAMINO

1.ª EDICION

937	938	939
959	960	961
981	982	983



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO
DE ESPAÑA

Rios Rosas, 23

MADRID - 3



I. ESTRATIGRAFIA

Excepto una pequeña superficie de la parte Suroeste de la hoja ocupada por sedimentos cuaternarios, la totalidad del territorio está formado por rocas pertenecientes al Paleozoico.

Dentro de este paleozoico existen tres unidades perfectamente diferenciadas, que numeradas por orden de antigüedad creciente son: 1.º Carbonífero inferior; 2.º Formación Volcánica, y 3.º Formación Pre-Volcánica.

No cabe ninguna duda en lo que a la datación de los terrenos pertenecientes al Carbonífero inferior se refiere. Existen numerosos afloramientos en toda la zona que presentan una abundante fauna de lamelibranquios (*Posydomonia Becheri*) y Gasterópodos (*Goniatites Striatus*) asociación faunística característica en toda Europa perteneciente a las Subzonas P-1 de Inglaterra y III-B de Alemania y Silesia. Estas subzonas corresponden a la edad *Viseano Superior*.

Mayores dificultades presenta la datación de los niveles pertenecientes a la Formación Pre-volcánica. Esto es debido a que los únicos horizontes fosilíferos que en él se presentan son unos lentejones calizos de pequeñas dimensiones (10 a 15 m. como máximo en sentido longitudinal y unos dos metros en sentido transversal), irregularmente repartidos en los niveles inmediatamente inferiores a la denominada Formación Volcánica, y por desgracia poco abundantes. Muestras de estas calizas tomadas en distintos lugares de la provincia de Huelva, en lo que a nuestro juicio son los mismos niveles, han proporcionado los siguientes resultados.

- 1.º Rainer Hollinger, en su tesis doctoral titulada "Contribución al conocimiento de la Geología del Suroeste de la provincia de Huelva" (1959), cita una serie de lentejones calizos en el término municipal de Puebla de Guzmán, con abundante fauna de Conodontos, entre los que el Profesor G. BISCHOFF determinó:

Angolodus Walrathi (Hibbard, 1927)

Hindeonella Germana (Holmes, 1928)

Lonchodina Curridens (Branson, 1934)

Ozarcodina Regularis (Branson y Mehl, 1934)

y otras especies pertenecientes al Devoniano Superior IV. o sea al Fameniense.

Estos niveles son para Hollinger inferiores a la Formación Volcánica, opinión con la que estamos totalmente de acuerdo.

- 2.º Recientemente enviamos al Dr. M. Van der Boogaard, del "Rijksmuseum Van Geologie en Mineralogie", de Leiden, varias muestras de calizas tomadas en la zona de Sotiel Coronada, en la parte occidental de la hoja. El citado doctor, autor en 1966 de un trabajo titulado "Conodonts of upper Devonian and lower Carboniferous age from Southern Portugal" (Geologie en Mignbouw), nos ha comunicado que en estas calizas ha encontrado algunos fragmentos de *Gnathodus* sp. y de *Gnathodus Semiglaber* Bischoff, y que la edad de estos conodontos está comprendida entre el *Tournaisiense Superior* y el *Viseano Superior*.

También nos indica que en los lentejones calizos existentes en una formación de pizarras y cuarcitas en la vecina hoja de Nerva (núm. 938), en los niveles inmediatamente inferiores a la Formación Volcánica, ha encontrado conodontos pertenecientes al Fameniense. Esta datación coincide exactamente con la realizada por Meseguer Pardo en 1944 a partir de unas Clymenias.

Todos estos datos indican que la Formación Pre-volcánica contiene entre sus capas superiores sedimentos cuya edad va desde el Fameniense hasta el Tournaisiense y quizá hasta el Viseano.

Esta aparición de capas del Carbonífero inferior en horizontes de la formación pre-volcánica sólo ha sido apreciada localmente. En la mayoría de los lugares las capas inmediatamente inferiores al volcanismo son de edad Fameniense y ante la dificultad de realizar en el campo una separación entre Fameniense y Tournaisiense hemos cartografiado como Devoniano Superior toda la Formación Pre-volcánica. Así, pues, la Formación Volcánica hay que fijarla como perteneciente al Carbonífero inferior.

A continuación describimos los distintos niveles que componen las unidades que hemos denominado Formación Pre-volcánica, Formación Volcánica y Carbonífero inferior.

FORMACION PRE-VOLCANICA

Ocupa esta formación la mayor parte del territorio de la hoja. Comienza al W. en un anticlinorio que se extiende de N. a S. desde la confluencia del río Odiel con la Rivera del Villar, hasta la Mina de Sotiel. A medida que nos desplazamos hacia el W., éste anticlinorio se va ensanchando, formando dos

ramas al N. y S. de Valverde del Camino y teniendo su máxima extensión en la parte oriental de la hoja en donde el macizo lávico del Berrocal vuelve a dividirlo en otros dos, teniendo el del Sur una extensión de más de diez kilómetros en sentido normal a su eje, y cuatro el situado al N. del Berrocal. Al E. de este pueblo su extensión N.-S. es ya de 15 kilómetros.

Además de esta gran extensión, la formación base ocupa numerosos afloramientos, más o menos extensos que aparecen entre los estratos de la formación inmediatamente superior.

Serie inferior

Está constituida fundamentalmente por cuarcitas y areniscas, pizarras arcillosas y arcillas.

Las cuarcitas no forman un horizonte continuo, sino que aparecen en forma de lentejones dispersos embutidos en las pizarras que las rodean. Su potencia es muy variable, apareciendo con mayor espesor al N.-W. de Carabales, donde forman un pequeño anticlinal. Pueden verse también en la zona que rodea a la mina de Sotiel, en la corrida de pizarras en las que sitúan las minas de Tinto y Santa Rosa, en la Sierra del León, al Sur de Zalamea la Real y al Norte de la aldea de Las Delgadas. Son estas cuarcitas de color gris claro, pero por oxidación de los minerales metálicos accesorios adquieren un color parduzco. Son poco metamórficas conservando su carácter detrítico y estructura primaria, encajando mejor, sin duda, en la denominación de areniscas en tránsito a cuarcitas. Por tránsito lateral pasan a areniscas en las que no se acusa metamorfismo alguno.

Buenos afloramientos de éstas se ven en el Cabezo Migollas, 1.500 metros al N. de la mina de Sotiel, en la margen E. del río Odiel, donde bancos de areniscas interestratificados con pizarras forman una perfecta estructura anticlinal, cuyo eje se hunde hacia el E.

A medida que en esta formación de base nos desplazamos hacia el E., se acusa el tránsito lateral de que hemos hablado, de tal manera que al E. del ferrocarril de San Juan del Puerto a Zalamea no hemos hallado un sólo afloramiento de cuarcitas. Bancos de areniscas interestratificados con pizarras pueden verse en recorridos por la carretera de Valverde a la Palma del Condado, entre los kilómetros tres y ocho, a lo largo del ferrocarril minero de Riotinto a Huelva desde los kilómetros 50 a 67, y en la carretera que desde El Berrocal conduce a la Palma del Condado.

A lo largo de esta carretera, las areniscas presentan una gran uniformidad en el tamaño del grano del material detrítico y por el contrario en las zonas lindantes con las lavas básicas de El Berrocal no presentan tal uniformidad.

La repetición de areniscas de estas características a lo largo de un perfil N.-S. no debe interpretarse como la existencia

de diversos niveles, sino como repetición de los mismos por pliegues.

La gran extensión de estas areniscas, mucho mayor que la de las cuarcitas, constituye una valiosa ayuda para la delimitación de pizarras pre-volcánicas y carboníferas.

Las pizarras arcillosas constituyen los estratos en los que se intercalan cuarcitas y areniscas. En superficie no meteorizada, como hemos podido observar en testigos procedentes de sondeos, son de color gris oscuro. Cuando se hallan expuestas a la meteorización adquieren colores pardos y rojizos. Frecuentemente son pizarras puramente sericiticas y otras pizarras arenosas en las que aparecen franjas de algunos milímetros de espesor formadas por componentes detríticos. Estas franjas permiten en muchos casos el reconocimiento de la primitiva estratificación, ya que la meteorización ha producido en la superficie un bandeado de color que la delata. Por el contrario, en las pizarras de composición uniforme es muy difícil, por no decir imposible, el reconocimiento de estructuras primarias. La intercalación de bandas detríticas en las pizarras indican su formación en aguas someras, a lo cual se debe, sin duda, su poca continuidad.

La datación de estas pizarras no tiene dificultad cuando en ellas aparecen intercaladas cuarcitas o areniscas. Faltando éstas, hay que recurrir a criterios estructurales para determinar su posición, y en caso de no poder aplicar éstos, pues en muchas ocasiones faltan afloramientos en los que poder determinar el buzamiento de las capas, es la facies de las pizarras la que nos ha llevado a clasificarlas.

Así hemos dado como correspondientes a la formación de base, por haber en ella cuarcitas, la franja de pizarras en la que se hallan las minas del Buitrón, Tinto y Santa Rosa, la banda de pizarras que corre al N. de Las Delgadas, la que se sitúa al N. de las Serpes, etc.

Por otra parte, no hemos hallado prueba de que las pizarras que cortan el río Odiel al N. del Puente que lo cruza en la carretera de Zalamea a Calañas, y las que contienen a las minas de manganeso de Oriente, Palanco y Guadiana, pertenezcan a esta formación, pero sus facies características nos ha hecho incluirlas en ella.

En forma discontinua aparecen en esta formación unas arcillas en las cuales los planos estructurales presentan una densidad por unidad de longitud mucho menor que en las pizarras. La existencia de dos cruceros de direcciones casi perpendiculares producen en ellas una disyunción típica en forma de prismas, cuya altura viene limitada por la potencia de los bancos.

Serie superior

Está constituida por una serie de pizarras sericiticas, cloríticas y grafitosas entre las cuales se intercalan tobas andesíticas, diabasas, lentejones de calizas y, por último, en los es-

tratos superiores, inmediatamente en contacto con la formación lávica un conglomerado que contiene cantos de cuarcitas y areniscas de la serie inferior.

Las pizarras no difieren mucho de las de la serie inferior. La presencia en ellas de clorita y de materia carbonosa finísima les proporciona un color negro y las hace suaves y untuosas al tacto. Entre pizarras aparecen estrechas intercalaciones de potencia inferior a un milímetro constituidas por una silice de grano finísimo que no presenta caracteres detríticos.

Las tobas andesíticas y diabasas aparecen intercaladas en esta serie superior y constituyen un horizonte característico de ella. Encontramos afloramientos de éstas al N. de la Sierra del León, al E. de la estación del Buitrón, en el coto del Villar, al N. de la carretera de Valverde a Calañas y junto al arroyo de Los Cristos, al W. del antiguo ferrocarril de Sotiel a la estación de El Cuervo. Son de color verde oscuro con textura porfídica mostrando fenocristales de feldspatos y piroxenos. Al meteorizarse forman una tierra roja característica. No han producido acción de contacto alguna de las pizarras que las rodean, por lo cual no cabe duda de su origen volcánico.

En estos estratos de la serie superior aparecen intercalados unos lentejones de una caliza que contiene los únicos restos fósiles que hemos podido hallar en la formación de base. Estos lentejones, cuya potencia no pasa de unos diez metros y que en corrida pueden seguirse por veinte o más metros, han sido explotados en su casi totalidad para la obtención de cal y los huecos que han dejado pueden localizarse fácilmente en la foto aérea.

Hemos hallado estas calizas al S. de la mina de Sotiel, en una cumbre en la cual las excavaciones pueden seguirse perfectamente en la dirección del rumbo de las capas, en la Sierra del León, en su vertiente S., junto al arroyo de Fresnajoso, y se han cortado en los sondeos realizados en la mina de Sotiel.

En niveles superiores a estas calizas, en los más altos de la formación de base, en inmediato contacto con las rocas de la Formación Volcánica, hemos hallado un conglomerado lentejónar formado por cantos de cuarcitas y areniscas de la serie inferior e incluso cantos de caliza de la serie superior. Su extensión es reducida y acuña en unas docenas de metros, siendo su espesor muy variable.

Lo hemos encontrado en inmediato contacto con las lavas en el Cabezo de Las Damas, al N. de la mina de Sotiel en el coto del Villar, al N. de la carretera de Valverde a Calañas y al SE. de Valverde del Camino en el paraje denominado Pasada Honda.

Asimismo, lo hemos localizado en diversos itinerarios N.-S. a través del anticlinorio al N. de Valverde del Camino, en las márgenes del río Odiel, al N. de Sotiel, en la Sierra del León y en Carabales. Este conglomerado existe, según Jorge Doetsch, en las proximidades de la Puebla de Guzmán y Rainer Hollinger, también lo cita en su trabajo. La extensión regional de

este conglomerado a pesar de su irregularidad, hace pensar que se trata de un conglomerado tectónico debido a los movimientos precursores de la orogenia varisica.

El hallazgo de este conglomerado de fragmentos de pizarras con piritas interestratificadas y el haber encontrado a techo de la metalización de Sotiel vestigios del mismo, puede tener una importancia decisiva para delimitar con exactitud la roca de caja de las metalizaciones.

FORMACION VOLCANICA

Inmediatamente encima de los niveles del conglomerado, y concordantes con ellos, aparece una serie de rocas volcánicas ácidas y básicas.

De que esta serie está constituida por rocas lávicas no cabe la menor duda. Los contactos entre ellas y las pizarras superiores e inferiores, con las que aparecen perfectamente concordantes, tanto en rumbo como en buzamiento, la ausencia absoluta de acciones de contacto en las citadas pizarras, las texturas de flujo que presentan y las intercalaciones concordantes de sedimentos arcillosos, son pruebas concluyentes de su origen efusivo.

En diversos lugares puede observarse, sobre todo, en las lavas ácidas, un bandeo de color que obedece a coladas de distinta composición depositadas sucesivamente.

No hemos podido establecer una secuencia en cuanto a la deposición de lavas básicas y ácidas. Cabía esperar una iniciación del volcanismo de carácter básico que progresivamente adquiriera carácter ácido. Desgraciadamente no es así, y con la misma frecuencia aparecen en contacto con el Devoniano las lavas ácidas que las básicas. Esto puede tener su causa en la existencia de numerosos focos volcánicos y a su proximidad, que ha producido intercalaciones entre unas y otras coladas.

Aunque en el plano los contactos entre lavas básicas y ácidas aparezcan como normales, no quiere decir que siempre lo sean. Seguramente habrá contactos tectónicos, pero el no poder observarlos en la mayoría de los casos nos ha decidido cartografiarlos como normales.

Las intercalaciones sedimentarias entre las rocas volcánicas prueban el carácter submarino de las emisiones lávicas. Ahora bien, la poca continuidad de estos horizontes de forma lentejón indican que estas deposiciones tuvieron lugar en una serie de cubetas de poca profundidad.

Lavas básicas

Incluimos en esta serie a diabasas, microdiabasas y espilitas.

Son rocas lávicas que no originan acciones de contacto en las rocas que las rodean y presentan estructuras orientadas características de las rocas lávicas.

Las diabasas son granudas y sus componentes, piroxeno y

plagioclasa, se aprecian a simple vista. Las microdiabasas de la misma composición son microgranudas y son felsíticas con algunos fenocristales de plagioclasa las espilitas.

El que las rocas de mayor tamaño de grano se presenten en el centro de las coladas hace pensar que el mayor desarrollo de sus cristales se deba a las más lentas condiciones de enfriamiento que existen en esa zona.

Cuando están inalteradas tienen color verde oscuro, que es pardo rojizo cuando han estado expuestas a meteorización. Tienen estas rocas básicas una típica disyunción en bolas de las que se van separando al golpearlas una serie de capas concéntricas. Más raro es que presenten disyunción columnar, pero así hemos podido observar en la confluencia de la rivera del Jaramar con el río Tinto.

Ocupan muchas veces, como decíamos, los primeros estratos de la Formación Volcánica, tal como ocurre en el pueblo del Berrocal, junto a Valverde del Camino, al N. de la carretera que de esta localidad conduce a la frontera portuguesa y en el pueblo de Las Delgadas.

Otras veces están intercaladas en el centro de la Formación Volcánica, como pueden verse en el Buitrón, y otras ocupan el techo de la formación, como ocurre en las cumbres del Madroño, al W. del antiguo ferrocarril de la mina de Sotiel.

Su mayor extensión la presentan en el Berrocal, donde el ferrocarril de Río Tinto las corta a lo largo de tres kilómetros, aunque su verdadera potencia sea menor debido a que, sin duda, se hallan plegadas.

Lavas ácidas

Casi todas las rocas ácidas de la hoja pueden englobarse en la denominación de riolitas. Son rocas porfídicas de color claro, con fenocristales de cuarzo y albita en una pasta felsítica compuesta principalmente por plagioclasa y laminillas de biotita cloritizada.

Su color y textura porfídica las hacen distinguirse fácilmente de las rocas básicas, y su separación en el campo la facilita. El que al ser más resistentes a la erosión, sus afloramientos puntiagudos destacan en el terreno. Su textura fluidal o las alternancias de estrechas coladas de diferente tono señalan el primitivo plano de deposición, lo cual no es frecuente en las rocas básicas. Aparece en estas rocas, aunque imperfectamente el crucero, es decir, que la densidad de planos por unidad de longitud no es tan grande como en las pizarras.

Como ocurre con las rocas básicas, no se puede hablar de una determinada posición de las rocas ácidas en la secuencia volcánica. Tan pronto aparecen en los primeros niveles del volcanismo, como ocurre en la zona de El Pozuelo y al S. de Las Delgadas, como están al techo de la formación tal como ocurre en la mina de Sotiel y en el contacto con el Carbonífero al W. de la carretera de Valverde a San Juan del Puerto.

Su potencia es asimismo muy variable. En el sinclinal que forman al N. de la aldea del Pozuelo presentan su mayor extensión, siendo cortadas por el ferrocarril de Zalamea a San Juan del Puerto a lo largo de tres kilómetros, aunque como en el caso de las lavas básicas su potencia sea mucho menor. Su gran extensión se debe, sin duda, a que están plegadas.

Al S. de la mina de Sotiel, donde son cortadas por el río Odiel, su extensión es de unos trescientos metros y su potencia verdadera no llega a la mitad de esa cifra.

Dentro de las rocas ácidas y debido a la dificultad que entraña el separarlas en el campo, hemos incluido una serie de rocas piroclásticas formadas por los mismos materiales que ellas. Todas estas rocas piroclásticas, por su tamaño, encajan en la categoría de tobas y son poco frecuentes los aglomerados y brechas volcánicas que solamente hemos podido observar en la vecina hoja del Cerro de Andévalo. Estas tobas suelen tener, debido a su carácter fragmentario, una pizarrosidad mucho más neta que las riolitas. Es frecuente ver en una serie lávica, que comienza por horizontes piroclásticos, cómo la pizarrosidad va desapareciendo al ir pasando a lava masiva. Frecuentemente aparecen estas rocas piroclásticas formando rápidas alternancias con pizarras en bancos que no llegan a un metro de potencia. En tales casos, dada la imposibilidad de cartografiarlos a escala 1:50.000, hemos aislado el conjunto denominándolo zona de alternancias. De esta manera hemos cartografiado la zona que al N. del pueblo del Buitrón se extiende de E. a W. desde el paraje denominado El Vaquillo hasta el río Odiel.

CARBONIFERO INFERIOR

Es de las tres formaciones paleozoicas de la hoja la de menor extensión.

Aflora al N. de la hoja, donde es cortada por la carretera de Zalamea la Real a Calañás a lo largo de unos tres kilómetros, aproximadamente. Más al E., la Ribera del Villar la corta a lo largo de mil quinientos metros y termina por acuñar en el lugar denominado Los Posteritos.

En toda esta franja de Viseano no hemos podido encontrar un solo fósil debido, sin duda, a lo penetrativo que es el crucero. La fina foliación de las pizarras ha debido causar la desaparición de los posibles restos orgánicos.

Para datarlo, nos hemos servido de unos afloramientos fosilíferos, que en la confluencia del río Odiel con la rivera Olivarga, cita Gonzalo y Tarín en su obra, y que como en otros muchos casos, lo ha hecho con tal precisión, que no hemos tenido dificultad en hallarlos. Estos afloramientos se encuentran en la vecina hoja de Nerva.

En la parte SW. de la hoja vuelve a aflorar y puede estudiarse perfectamente a lo largo de la antigua vía de la mina

de Sotiel a la estación de El Cuervo y en la carretera de Valverde del Camino a San Juan del Puerto, al S. del kilómetro 20.

El río Odiel, al S. de la mina de Sotiel, ha producido en él grandes tajos, en los que es fácil observar la estratificación y demás planos estructurales.

En esta zona hemos encontrado fósiles en gran abundancia a lo largo del ferrocarril de Sotiel a la estación de El Cuervo. en el ferrocarril de San Juan del Puerto a Zalamea, en el carril que desde la carretera de Valverde a Calañás va a la mina del Cuervo, al S. de la mina de Campanario y en los lugares denominados Coto de Zarza, Cumbres Bermejas, La Pajarita y La Cortecilla. Casi todos ellos son Posydonomia Becqueri, que normalmente aparecen deformados por el crucero.

Hemos encontrado también, aunque en un solo lugar, entre el barranco de La Lapa y el camino del Cuco Viejo al molino de Lanchoso, unos nódulos silíceos embutidos en las pizarras que contienen goniatites. Estos nos han sido clasificados como Goniatites Striatus, correspondientes también al Viseano.

Este Viseano está compuesto por dos niveles perfectamente diferenciado. El nivel inferior lo constituye una serie de pizarras arcillosas con un espesor aproximado de 300-400 metros. Estas pizarras son análogas a las del Devoniano, y como ellas presentan frecuentes alternancias de fajas arenosas con el material arcilloso.

El nivel superior está formado por una serie de alternancias de pizarras y grauvacas, cuyo espesor en los lugares en que ha sido posible determinarlo se cifra en unos 200 metros. Las grauvacas están constituidas por material cristalino de cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita cloritizada, todo él con formas angulosas indicadoras del poco transporte sufrido.

II. TECTONICA

El territorio de la hoja está ocupado por una serie de anticlinales y sinclinales que se solapan de N. a S. a lo largo de toda su extensión.

El Devoniano, que constituye la Formación Pre-volcánica, forma anticlinales cuando aflora entre estratos más modernos de la Formación Volcánica, y en la parte más oriental de la zona forma un extenso anticlinorio que desaparece bajo estratos del Carbonífero fuera del límite S. de la zona estudiada.

La Formación Volcánica forma, cuando aflora en contacto con la formación de base, sinclinales y, por el contrario, forma anticlinales cuando está en contacto con estratos del Carbonífero.

Por último, los estratos del Viseano, en el reducido espacio que ocupan en esta hoja lo hacen, como es natural, formando sinclinales por ser la formación más moderna.

Como ya hemos dicho al hablar de la estratigrafía de la región, la Formación Pre-volcánica ha sufrido los primeros movimientos de la orogenia herciniana, que son anteriores a la deposición del Carbonífero. Estos movimientos han contribuido a que la formación de base, cuya dirección regional y estilo de plegamiento son análogos a los del Carbonífero, esté mucho más fracturada que éste, y que por lo tanto haya mayor dificultad en reconocer en ella las estructuras primarias, sobre todo la estratificación o plano S_1 .

Estos movimientos de delatan por los siguientes hechos:

- a) La presencia de un conglomerado en los niveles superiores del Devoniano conteniendo fragmentos de cuarcitas y areniscas de los niveles inferiores. Su extensión regional parece más propia de un conglomerado marino debido a movimientos orogénicos, que de un conglomerado continental producido por arrastres de agua dulce.
- b) La emisión de tobas y diabasas intercaladas en el Devoniano Superior y de las potentes coladas que se intercalan entre Devoniano y Carbonífero indican una época de debilidad cortical en relación con movimientos orogénicos.
- c) El que el material detrítico de las grauvacas del Carbonífero proceda de las formaciones inferiores, indica una elevación de éstas antes de su deposición, aunque no se observe discordancia entre la Formación Volcánica y el Carbonífero.

El plegamiento principal corresponde a la fase Astúrica y por ello ha afectado a todas las formaciones del territorio. Su intensidad ha sido tal que ha podido borrar discordancias anteriores.

La orogenia herciniana ha originado en la región una serie de anticlinales y sinclinales de vergencia S. y de dirección que oscila entre W.-NW., E.-SE. y NW.-SE.

Dado lo llano que es el territorio de la hoja es difícil reconocer la naturaleza normal o tectónica de los contactos, a no ser en las trincheras de los ferrocarriles y carreteras.

En este estudio hemos centrado nuestra atención en los contactos pizarras-lavas determinando en la mayoría de los casos su naturaleza y, por el contrario, hemos cartografiado como normales, aunque a veces no lo sean, los contactos entre los distintos tipos de rocas volcánicas.

Aunque posteriormente hablaremos de la naturaleza de los pliegues de la región, diremos que lo normal es que las capas que forman las estructuras de la hoja bucen al N. y que los sucesivos anticlinales y sinclinales aparezcan imbricados.

De acuerdo con el carácter de las formas estructurales cartografiadas, los ejes de las menores estructuras que los integran deberían hundirse invariablemente hacia el W. en caso

de que el plegamiento fuera cilíndrico. Como puede observarse en el plano esto no ocurre, lo cual es debido a la superposición de una tectónica NE.-SW. sobre la NW.-SE.

Son muy frecuentes las fallas longitudinales, no sólo como planos de contactos entre lavas y pizarras, sino en las formaciones devoniana y carbonífera. Buzan unos 60° ó 70° al N. y tienen el carácter de fallas directas e inversas, según los casos.

El Carbonífero que aflora en la zona N. de la hoja está en contacto con sus flancos N. y S. con una serie de alternancias de rocas piroclásticas y pizarras al E. del río Odiel y al W. del río con rocas volcánicas ácidas.

El contacto S_1 , como puede verse en la carretera de Calañás a Zalamea la Real es normal, y el contacto Norte que sólo hemos podido observarlo en la rivera del Villar es una falla inversa que determina que las rocas volcánicas se superpongan a las pizarras del Viseano.

La franja de pizarras del Devoniano en que se hallan las minas de Tinto y Santa Rosa y Castillo Buitrón está en contacto con rocas volcánicas más jóvenes. Su contacto N. con ellas es completamente normal, siendo por el contrario su contacto S. tectónico. En este caso concretamente es la rama invertida de un pliegue volcado lo cual hemos comprobado por tener la estratificación S_1 mayor buzamiento que la pizarrosidad S_2 .

Generalmente, los contactos entre pizarras del Devoniano y rocas lávicas son normales cuando las rocas lávicas, más modernas, se hallan al Norte, y son tectónicos en caso contrario, entendiéndose que llamamos contacto tectónico tanto a una falla inversa como a la rama invertida de un pliegue volcado.

El anticlinal devoniano que ocupa las Sierras del Turmo y del León, hasta la Dehesa de los Machos, presenta en su flanco Norte un contacto normal. En su flanco S. es la rama invertida de un pliegue volcado.

Asimismo, es de esta naturaleza el contacto con el Carbonífero de las rocas volcánicas que al S. de la mina de Sotiel se extienden por el llamado Risco Cañón.

El resto del contacto del Carbonífero del S. de la hoja con las rocas volcánicas es normal como puede observarse en el antiguo ferrocarril de la mina de Sotiel.

En el anticlinal Devoniano que corta a la carretera de Valverde a San Juan del Puerto los dos contactos son normales, lo cual puede observarse en el citado ferrocarril de Sotiel.

En cuanto al anticlinal devoniano situado al N. de la Aldea de Las Delgadas diremos que es normal su contacto N. con rocas volcánicas, siendo el contacto S. una falla inversa.

El sinclinal lávico de El Berrocal, formado por una potente colada de diabasas, es completamente normal, buzando al S. su rama N. y al N. su rama S.

Idéntica es la naturaleza de los contactos con pizarras del Devoniano de las lavas ácidas que forman el sinclinal que se extiende al N. de la aldea del Pozuelo.

Descripción de la estructura.—Hemos observado en la zona estudiada pliegues de dos distintas generaciones.

Los de la primera generación son pliegues de dirección que oscilan entre NW.-SE. y WNW.-ESE.

Tienen por lo general vergencia S., volcados o fallados, o son pliegues normales más suaves. A este tipo de pliegues corresponden la mayor parte de los contactos marcados en el plano geológico.

Los pliegues de la segunda generación son pliegues de dirección NE.-SW. de tipo muy atenuado. Ambos sistemas de pliegues se cortan bajo ángulo muy próximo a los 90°.

Un crucero posterior a ambas generaciones de pliegues riza a las pizarrosidades de las dos anteriores generaciones produciendo en ellas pliegues en V.

De lo dicho se deduce que el plegamiento de esta zona no es cilíndrico.

Geometría del plegamiento.—A los diferentes planos estructurales los hemos denominado como sigue:

S_1 = Estratificación. Se aprecia en las pizarras y arcillas por la alternancia de franjas de distinta composición. En las lavas es asimismo visible algunas veces por esta misma causa.

S_2 = Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación.

S_3 = Pizarrosidad transversa o superficie axial de los pliegues de la segunda generación menos penetrativa que S_2 aparece principalmente donde el segundo plegamiento está más acusado.

S_4 = Crucero de clivo deslizamiento (strain slip cleavage) que corta y desplaza a S_2 y S_3 , pues es posterior a ellas.

L_1 = Ejes de pliegues de la primera generación. Vienen marcados por la intersección de S_1 y S_2 o en forma de pequeños pliegues de S_1 .

L_2 = Ejes de pliegues de la segunda generación. Vienen marcados en forma de pequeños pliegues de S_1 o por la intersección de éste con S_3 .

L_3 = Ejes de los pliegues en V de S_2 , que tienen a S_4 por plano axial.

Los diagramas que acompañamos representan orientaciones preferentes de planos y ejes con polos proyectados en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales.

Anticlinal devoniano del Norte de Valverde.—En el diagrama número 1 hemos proyectado 180 polos de S_1 . El cuadro correspondiente concuerda con lo observado en el campo. Pliegues concéntricos con predominio de la rama que buza al Nor-

te, que es menos empinada que la que buza al Sur, la cual frecuentemente ha desaparecido a causa de falla de buzamiento Norte, lo que origina una sucesión ininterrumpida de ramas que buzan al Norte. Se ven algunos pliegues volcados de vergencia Sur invariable.

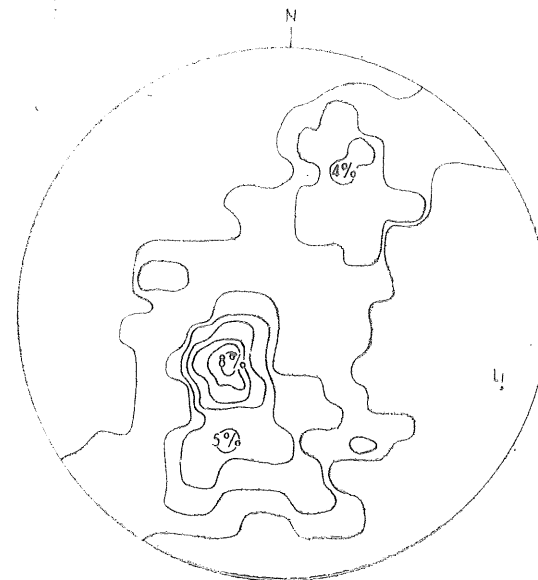


Diagrama núm. 1.—180 polos de S_1 del Anticlinal Devoniano del Norte de Valverde: Contornos 2, 4, 6, ..., 8 %

Lo dicho explica el diagrama obtenido para los polos de S_1 , en el que se observa un máximo de polos de planos que buzan al Norte suavemente y otro máximo de menor importancia de ramas que buzan al Sur con mayor inclinación.

Vemos que no es posible disponer los polos S_1 sobre un círculo máximo, aunque se observa que la corona que ocupan puede ajustarse a un meridiano N.-30-E., cuyo polo indica que el eje de este anticlinal arrumba 60° al W. del N. y buza hacia el E.

Esta dispersión de los polos S_1 en torno de un círculo máximo indica que el plegamiento no es cilíndrico debido a la existencia del segundo movimiento de plano axial S_3 . (Febrel, T.: "Tectónica de la hoja 959". IN 27. Nov.-dic., 1965.)

Se observa este mismo fenómeno en el sentido del "plunge" de los ejes de los micropliegues, los cuales de ser un plegamiento cilíndrico deberían hundirse invariablemente hacia el W.

Debido a este segundo movimiento, en esta estructura anticlinal se observa como en unas zonas el conjunto de las

orientaciones de S_1 corresponde a ejes hundiéndose al W. y en otras a ejes hundiéndose hacia el E.

En el diagrama número 2, en que hemos proyectado los polos de S_2 y S_4 se observa que S_2 , que es la superficie estructural más acusada, buza invariablemente al N. de 65° a 70° .

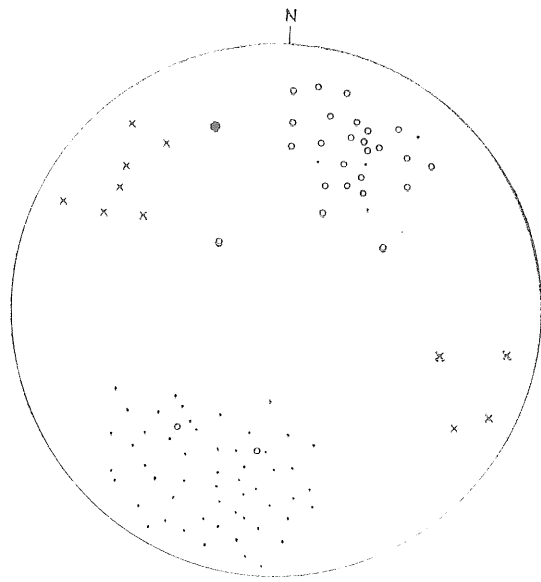


Diagrama núm. 2.— $S_2 = \circ$, $S_3 = x$ en el Anticlinal Devoniano del Norte de Valverde

S_2 está mucho más acentuada en estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (cuarcitas, areniscas, etc.).

En éstos últimos, S_2 es muy imperfecta y tiene distinto ángulo de buzamiento, aunque el mismo rumbo que en las pizarras.

Cuando una banda de cuarcitas p. e. está intercalada entre pizarras, S_2 al pasar de las segundas a las primeras sufre una refracción y al aparecer de nuevo en las pizarras recobra su primitiva dirección.

Por el contrario, cuando es una franja de pizarras la que está intercalada entre rocas competentes, debido sin duda al cizallamiento, el crucero de las pizarras se dispone paralelamente a los contactos con las rocas competentes.

S_2 presenta a veces la forma de pizarrosidad sigmoidal. Se ha producido por deslizamientos a lo largo de S_1 , posteriores a S_2 , aunque concordantes con los habidos en la época del plegamiento de eje L_1 , pues como en éste, los estratos superiores tienden a desplazarse hacia las crestas de los anticlinales.

S_4 es una superficie que corta y desplaza a S_2 buzando hacia el S. cuando S_2 buza hacia el N.

El efecto producido por S_4 sobre S_2 es que éste aparece rizado en zig-zag, siendo S_4 el plano axial de estos pliegues.

Este plegamiento de superficie axial S_4 es simétricamente concordante con el de la primera generación, como puede comprobarse en el diagrama número 3, en el que se han proyectado los polos de L_1 y L_2 .

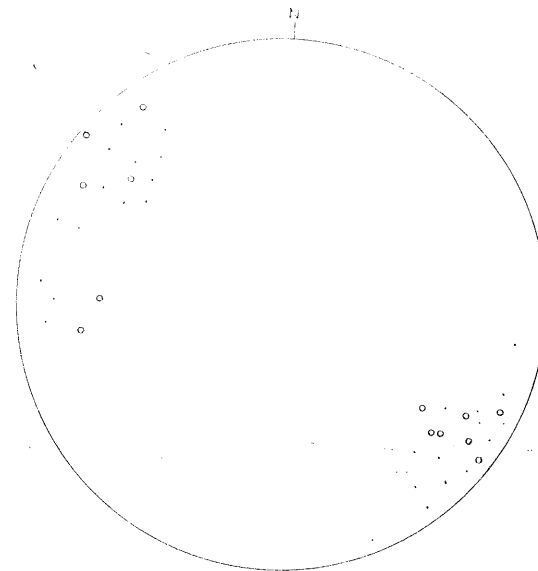


Diagrama núm. 3.— $L_1 = \cdot$ y $L_2 = o$ en el Anticlinal Devoniano del Norte de Valverde

Es indudable que la orientación de S_4 esté guiada por la S_2 , pues como hemos dicho, S_4 buza al S. cuando S_2 lo hace al Norte, y buza al N. en las contadas ocasiones en que S_2 lo hace al S.

Anticlinal devoniano del S. de Valverde.—En el diagrama número 4, que corresponde a la zona de la carretera de Valverde del Camino a la Palma del Condado, se observa que aunque con una gran dispersión a su alrededor, los máximos obtenidos para los polos de S_1 se disponen a lo largo de un círculo máximo, cuyo polo, corresponde al eje del pliegue, que tiene un rumbo N.-50-E. y buza unos 50° al E. Este diagrama concuerda con el plano geológico en el que se ve cómo en esa zona el contacto lavas-pizarras se dispone en la dirección obtenida para el eje de pliegue.

Hagamos constar que en esta zona se observa una tectónica violentísima con pliegues en acordeón. Las pizarras que apa-

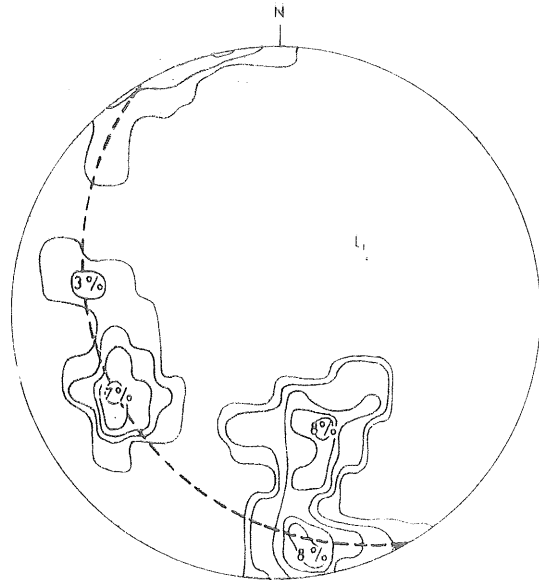


Diagrama núm. 4.—150 polos de S_1 del Anticlinal Devoniano del Sur de Valverde. Contornos 3, 4, 5, ..., 8 %

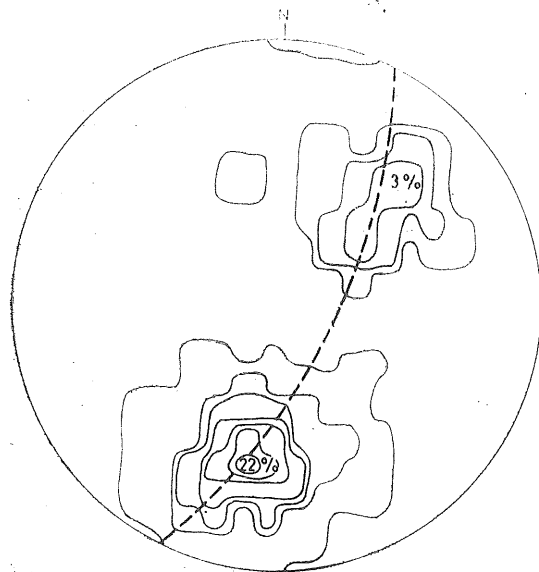


Diagrama núm. 5.—130 polos de S_1 del Sinclinal Devoniano del Berrocal. Contornos 1, 2, 3, ..., 22 %

recen intercaladas entre las areniscas presentan el cruceo paralelo a los contactos debido al cizallamiento que han sufrido.

Sinclinal devoniano de El Berrocal.—Es la estructura más clara que hemos hallado, ya que presenta en los contactos diabazas-pizarras disposición completamente normal.

Al alejarse de los contactos en dirección N. o S. la estructura pasa a ser un conjunto de pliegues isoclinales de buzamiento invariable al N.

En el diagrama número 5 los máximos de polos S_1 que hemos hallado indican que se trata de un pliegue cuyo eje de rumbo N.-65-W. buza aproximadamente 20° al W.

El diagrama de contorno número 6 de polos de S_1 de la zona NW. de la hoja se ajusta más al tipo de plegamiento cilíndrico. Se observa que la dirección de los pliegues es N.-70-W. y la disposición de los máximos indican una mayor concentración correspondiente a ramas que buzan al N. La menos empinada es la rama normal, siendo la invertida la de mayor buzamiento. El pequeño porcentaje de los polos buzando al S. indican que estas partes de los pliegues han sido eliminadas por la erosión o por fallas. Asimismo la disposición de los máximos indican que en esta estructura el eje se hunde hacia el W.

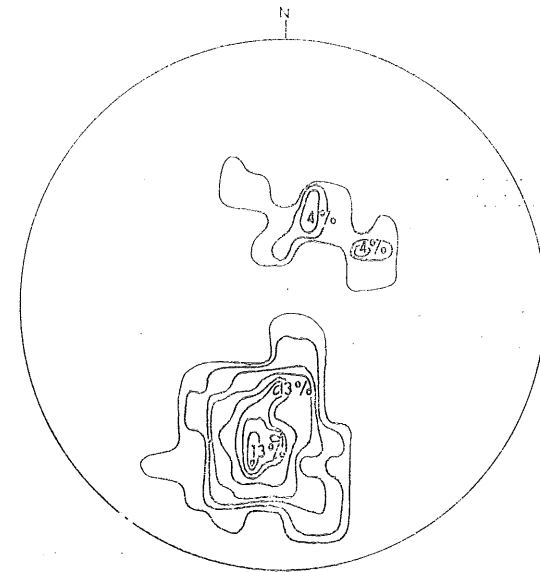


Diagrama núm. 6.—100 polos de S_1 zona N-W de la hoja de Valverde. Contornos 2, 3, 4, ..., 13 %

Por último, vemos que en el diagrama número 7 correspondiente al Carbonífero de la zona SW., la disposición de las concentraciones de los polos de S_1 es bastante análoga a la del Devoniano. Esto indica la concordancia de unos y otros estratos y el que hayan sido plegados por los mismos movimientos.

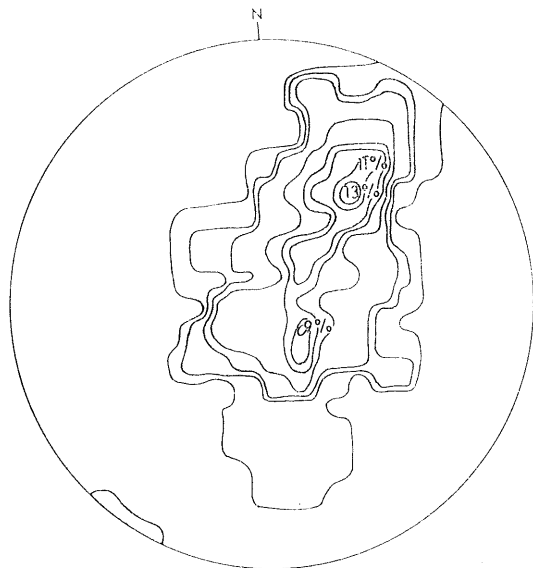


Diagrama núm. 7.—130 polos de S_1 del carbonífero de la zona S-W de Valverde. Contornos 2, 3, 4, ..., 13 %

Se observa asimismo en este diagrama una preponderancia de buzamientos al S. Como puede observarse, la dirección del eje es aproximadamente N.-65-W., y se hunde unos 12° al W.

III. MINERIA

Cabe distinguir, dentro de la zona estudiada, los siguientes tipos de mineralizaciones:

- 1.º Yacimientos de minerales complejos.
- 2.º Yacimientos filonianos de cobre.
- 3.º Yacimientos de manganeso.

1.º Yacimientos de minerales complejos.

Incluimos en esta denominación a las masas de pirita ferro-cobrizas que por su elevado contenido en sulfuros de Pb y Zn reciben el nombre de sulfuros complejos. Las metalizaciones tienen forma lentejona, con su mayor dimensión en sentido longitudinal, siendo su potencia menor que su profundidad.

Es muy probable el origen singenético de estos yacimientos, dado su carácter concordante con la roca de caja (las discordancias que se observan son de carácter tectónico), la presencia de estructuras sedimentarias en la mineralización y su relación con determinados horizontes de la serie estratigráfica. Los metales pueden proceder de exhalaciones submarinas por lo que definimos estas mineralizaciones singenéticas como exhalativas sedimentarias submarinas.

Distinguimos dos niveles principales de metalización en los que se sitúan los yacimientos más importantes dentro del territorio de la hoja. El nivel inferior se dispone al techo de la Formación Prevolcánica y podemos citar aquí las minas El Tin-to y Santa Rosa, Castillo Buitrón, La Gloria y Sotiel y los indicios mineros El Chiflón, El Cura y El Rizón.

Esta última mina, actualmente en fase de investigación, es la más importante y la que más posibilidades ofrece.

Como puede observarse en el plano geológico, se encuentra en el flanco N. del anticlinal de Sotiel. Arma totalmente en pizarras y cerca de la formación volcánica infrayacente.

Este yacimiento está constituido por varias capas de pirita compleja separadas por intercalaciones de pizarras que a veces se interrumpen apareciendo unidas las distintas capas de mineral.

El contacto de la mineralización con la roca de caja suele ser de carácter tectónico, dada la distinta competencia de una y otra, pero donde es normal, es concordante y se pasa de la metalización a la roca de caja de una manera gradual. Las dimensiones conocidas hasta la fecha del yacimiento son de más de 1.000 m. en corrida, 400 m. de profundidad y unos 50 m. de potencia media.

2.º Yacimientos filonianos de cobre

Citamos entre ellos los de la Ratera y Mancegoso.

Aparecen en estos filones, que afloran entre las pizarras de la Formación Pre-volcánica a 4 km. al NE. de Valverde del Camino, los minerales de Cu asociados al cuarzo y han dado lugar a numerosos trabajos de investigación prácticamente negativos en cuanto a sus posibilidades de explotación, por lo que en la actualidad están abandonados.

3.º Yacimientos de Manganeso

Las principales minas de manganeso, actualmente inactivas, situadas en el territorio de la hoja, son Palanco, Guadia-

na, El Asperón, El Cuervo, La Calañesa, Posterera, Cascajera, Oriente y Malpérez.

Aparece el manganeso asociado a jaspes en todos los horizontes estratigráficos aflorantes en la región.

Estos jaspes manganesíferos están situados generalmente cerca de rocas básicas y en zonas de fractura o de contacto tectónico en forma de fallas inversas.

Esta memoria fue redactada por
J. Armengot de Pedro y F. Vázquez Guzmán
con datos pertenecientes a Piritas Españolas

BIBLIOGRAFIA

Los numerosos trabajos geológicos y mineros existentes sobre la zona desde el año 1829 aparecen reflejados extensamente en las últimas publicaciones sobre la provincia de Huelva.

Por ello nos limitamos a dar nota de los trabajos más modernos de los que tenemos noticia.

VAN DER BOOGARD, M.: "Conodonts of upper Devonian and lower carboniferous age from". Southern, Portugal. *Ceologie en Mijnbouw*. Agosto 1963.

FEBREL MOLINERO, T.: "Tectónica de la hoja núm. 959 (Calañas)". *IN.*, núm. 27, diciembre 1965.

FEBREL MOLINERO, T.: "Hoja núm. 959 (Calañas)". IGME.

RAMBAUD PÉREZ, F.: "El sinclinal Carbonífero de Riotinto y sus metalizaciones asociadas." *Memorias del IGME*. Madrid, 1969.

STRAUSS, G. K.: "Sobre la geología de la provincia peritífera del Suroeste de la península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de dousal (Portugal)." *Memoria del IGME*. Madrid, 1970.

VAN DER BOOGARD, M.: "Geology of the Pomarao Región. (Southern, Portugal)." Amsterdam, 1967.

CARVALHO, D.; GOINHAS, J. A. C., y SCHERMERHORN, L. J. G.: "Principais jazigos Minerais do Sul de Portugal." *Direccao General de Minas e Servicos Geológicos*. Lisboa, 1971.

SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, W. I.: "Folded Diverthrusts at Alfourel (South, Portugal)." *Geol. Mag.* 1969.

SCHERMERHORN, L. J. G.: "Mafic Geosynclinal Volcanism, mte lower carboniferous of South, Portugal." *Geol. en Mign.* 1970.