

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SINTESIS GEOLOGICA DE LA FAJA PIRITICA DEL SO DE ESPAÑA

El presente trabajo ha sido realizado por las Direcciones de Recursos Minerales y de Geología y Técnicas Básicas del Instituto Geológico y Minero de España, con la colaboración de las empresas ENADIMSA, THACSA e INGEMISA.

TOMO 98 — MADRID 1982

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

I. S. B. N.: 84 - 7474 - 181 - 5

Depósito Legal: M - 29.890 - 1982

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



26 ABR. 1985

INDICE

	<u>Págs.</u>
1 INTRODUCCION	9
2 ESTRATIGRAFIA	11
2.1 DEVONICO	11
2.1.1 Formación «Pulo de Lobo». Filitas y cuarcitas ...	11
2.1.2 Pizarras y cuarcitas (P-Q)	12
2.1.3 Pizarras con nódulos calcáreos (Devónico Superior).	12
2.2 DEVONICO-CARBONIFERO	14
2.2.1 Pizarras, cuarcitas, cuarzovacas, grauvacas y vol- canitas	14
2.3 TOURNAISIENSE-VISEIENSE INFERIOR Y MEDIO. COM- PLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C. V. S.)	15
2.3.1 Pizarras, tobas y tufitas con lentejones de jaspes (Volcanismo indiferenciado)	16
2.3.2 Volcanismo ácido primero o inicial	17
2.3.3 Pizarras, cuarcitas y areniscas con nódulos de hie- rro y manganeso	18
2.3.4 Volcanismo básico (V _b)	19
2.3.5 Volcanismo ácido segundo (V ₂)	20
2.3.6 Jaspes	21
2.3.7 Pizarras y tufitas violetas («Pizarras moradas») ...	22
2.3.8 Volcanismo ácido tercero o final (V ₃)	22

	Págs.
2.4 VISEIENSE SUPERIOR (FACIES CULM)	22
2.5 TRIASICO	25
2.6 Terciario	25
2.7 Plioceno y Cuaternario	26
3 TECTONICA	29
3.1 Fases de plegamiento	29
3.2 METAMORFISMO	32
3.3 ESTRUCTURAS PRINCIPALES	32
3.4 TECTONICA DE PLACAS	34
4 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS	35
4.1 METAMORFISMO	35
4.1.1 Metamorfismo regional	35
4.1.2 Metamorfismo de contacto	38
4.1.3 Rocas metasedimentarias	39
4.2 ROCAS EFUSIVAS	42
4.2.1 Volcanismo ácido inicial	43
4.2.2 Volcanismo básico	47
4.2.3 Volcanismo ácido segundo	49
4.2.4 Volcanismo ácido tercero	49
4.2.5 Volcanismo triásico	50
4.3 ROCAS INTRUSIVAS	50
4.3.1 Rocas plutónicas	51
4.3.2 Diabasas albiticas	56
4.3.3 Rocas ultramáficas	57
4.4 ROCAS FILONIANAS	58
4.4.1 Diques ácidos	58
4.4.2 Diques básicos	59
4.4.3 Diques de cuarzo	60

	Págs.
5 METALOGENIA	61
5.1 GENESIS Y MORFOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS	62
5.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO	64
5.3 COLUMNAS TIPO DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS DE LA FAJA PIRITICA	65
6 HISTORIA GEOLOGICA	85
7 PRINCIPALES YACIMIENTOS	88
7.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS	88
7.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO	89
7.3 YACIMIENTOS FILONIANOS	89
8 BIBLIOGRAFIA	97

1 INTRODUCCION

La Faja Pirítica Ibérica se encuentra situada en el SO de la Península, dentro de la denominada «Zona Sur Portuguesa», subdivisión establecida por LOTZE en 1945 del Macizo Hercínico Ibérico. Ocupa una franja de aproximadamente 230 km de largo por 40-60 de ancho, prolongándose desde la provincia de Sevilla hasta la costa oeste de Portugal y constituyendo una de las más importantes provincias metalogénicas mundiales, con unas reservas del orden de 750 millones de toneladas de sulfuros. Existen, por otra parte, aunque de pequeña magnitud, numerosos criaderos de manganeso asociados generalmente a lentejones de jaspe.

Geográficamente situada entre las estribaciones meridionales de Sierra Morena y la depresión terciaria del Guadalquivir, constituye una unidad geomorfológica bien diferenciada, pues a excepción de algunas sierras en la parte norte constituidas por lavas que sobresalen del nivel altimétrico medio, puede considerarse en general como una penillanura inclinada hacia el sur y en actual proceso de rejuvenecimiento.

La Faja Pirítica Española incluida en la «Zona Sur Portuguesa» está limitada al norte por el cabalgamiento de la Formación «Pulo do Lobo», y al sur y este por los materiales terciarios de la depresión del Guadalquivir.

La columna estratigráfica tipo abarca, de muro a techo, las siguientes unidades:

- Una formación pizarroso-cuarcítica (P-Q) de muro desconocido y en cuya parte superior aparecen unos lentejones calizos de edad Fameniense Superior.
- Una potente serie volcano-sedimentaria (Complejo Volcánico-Sedimentario, C. V. S.) constituida por rocas volcánicas submarinas, ácidas, intermedias y básicas, con numerosas intercalaciones de-

tríticas y conteniendo todos los yacimientos de sulfuros y de manganeso de la provincia. Esta serie, en sentido estricto, sería la que caracterizara la «Faja».

- Una serie de tipo flysch constituida por una alternancia de pizarras y grauvacas, datada como Viseiense Superior (Grupo Culm).

Todos estos materiales fueron intensamente plegados durante la Orogenia Hercínica, diferenciándose tres fases de deformación. La primera fase o fase principal da lugar a estructuras anticlinales y sinclinales generalmente muy apretadas, de vergencia sur y dirección ONO-ESE en España y NO-SE en Portugal, desarrollando una esquistosidad (S_1) de plano axial asociada muy penetrativa. En esta fase los materiales quedan afectados por un metamorfismo regional de bajo grado.

La segunda y tercera fase, subparalela y ortogonal respectivamente a la primera, son menos importantes y desarrollan estructuras en general laxas y poco penetrativas.

En esta orogenia, pues, queda la cadena montañosa prácticamente configurada, actuando como bloque rígido durante el resto de la historia geológica. En la Orogenia Alpina tuvieron lugar roturas y basculamientos que favorecieron las transgresiones mesozoicas y miocenas del sur de la zona.

El área posee un amplio y rico historial minero, pues ya tartesos, fenicios y romanos atraídos por las monteras de hierro («gossan») comenzaron su explotación beneficiando oro, plata y cobre de su parte inferior. Posteriormente ha sufrido diversos altibajos con épocas de escasa o nula actividad minera, hasta llegar a mediados del siglo pasado en que gracias a la gran demanda de cobre y azufre por la industria europea, tuvo lugar un gran resurgimiento y se pusieron en explotación la mayoría de las minas hoy conocidas.

Actualmente están en actividad los grupos de Riotinto, Tharsis, La Zarza, Concepción, Herrerías, Lomero-Poyatos, La Joya, San Telmo, Aznalcóllar y Sotiel en España, y Aljustrel y Lousal en Portugal.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 DEVONICO

2.1.1 Formación «Pulo do Lobo». Filitas y cuarcitas

Aflora solamente en la parte N y NO del área estudiada y aunque sedimentológicamente tiene afinidad con el Devónico del resto de la Faja Pirítica, tectónicamente está más deformado, pudiéndosele considerar como una transición entre ésta y la «Zona de Ossa-Morena».

Esta formación está constituida por una serie monótona alternante de filitas y pizarras arenoso-limolíticas con niveles de poco espesor de cuarcitas micáceas y grauvacas. El conjunto está muy deformado. La esquistosidad principal observable es de 2.ª fase (S_2) que pliega y crenula a una primera de flujo (S_1), que más al sur de la Faja Pirítica es la principal. A pesar de esta deformación el metamorfismo es de bajo grado y es un hecho muy frecuente y característico la existencia de numerosas venas de cuarzo de exudación muy replegadas.

El litotipo característico y predominante de la formación son las filitas de color ceniciento-azulado muy brillantes, con lentejones de cuarcitas de grano fino y numerosas venas de cuarzo blanco muy replegadas.

Su potencia es difícil de calcular debido al intenso replegamiento sufrido, pero en cualquier caso debe ser superior a los 1.000 m.

En cuanto a su edad, existe un tránsito gradual de la Formación «Pulo do Lobo» a la suprayacente «Ribeira de Limas» datada como Devónico Superior-Carbonífero Inferior (CARVALHO, 1976), por tanto, su parte más alta sería Devónico Superior, pudiendo abarcar todo el Devónico e incluso edades inferiores.

2.1.2 Pizarras y cuarcitas (P-Q)

Es la formación más antigua de la «Faja», por lo que constituye siempre los núcleos de las estructuras anticlinales, como es el caso del anticlinal de Puebla de Guzmán, una de las principales macroestructuras de la región.

Las pizarras constituyen la litología más frecuente y por su tamaño de grano van desde arenitas a lutitas o pelitas. Son sericíticas de color gris, a veces negro, que por alteración pasan a tonalidades marrón-rojizas. Presentan una acusada esquistosidad que enmascara totalmente la estratificación.

Las cuarcitas en capas y lentejones, aparecen interestratificadas entre las pizarras. Son rocas de grano fino, de colores claros, gris-marrón, formadas fundamentalmente por cuarzo con láminas de sericita, que pueden ser ferruginosas. La alteración de los minerales de hierro produce coloraciones rojizas que resaltan tanto las estructuras sedimentarias (lamina-ciones) como las esquistosidades y microfracturas que las afectan. En los lentejones cuarcíticos son frecuentes estructuras tipo «boudin».

Los afloramientos tienen potencias variables, inferiores a 2 m, y corrida decamétrica, por lo general. Destacan las cuarcitas de la Virgen de la Peña, al este de Puebla de Guzmán, con potencias superiores a 20 m y corrida mayor de 100 m. Es este el afloramiento más importante de todo el «Cinturón Pirítico».

Localmente aparecen niveles de conglomerados cuarcíticos intraformacionales, lo que denota la existencia de movimientos finidevónicos.

2.1.3 Pizarras con nódulos calcáreos (Devónico Superior)

Existen en la región pequeños afloramientos discontinuos en forma lentejonar de calizas y calcoesquistos ferruginosos entre pizarras, de 1 a 50 centímetros de espesor, de pátina rugosa, gris o amarillenta con numerosas vetas de calcita y de grano fino a grueso. Las microfacies son calcilutitas, calcirruditas y calcarenitas con tallos de crinoides y a veces se aprecian estructuras sedimentarias como estratificación graduada y laminaciones paralelas y cruzadas. El paquete de lentejones constituye como máximo 8 a 12 m de potencia.

Los afloramientos más importantes y que han servido para su datación en base a las diferentes especies de conodontos, son los de Cabeza del Pasto, Nerva, Rivera del Aserrador y los de la carretera Tharsis a Puebla de Guzmán, habiéndose determinado entre otras las siguientes especies:

Apatognathus sp

Bispathodus aculeatus aculeatus, BRANSON & MEHL (1934)

Bisp. aculeatus anteposicornis, SCOTT

Bisp. bispathodus, ZIEGLER, SANDBERG & AUSTIN

Bisp. costatus morfotipo 1, E. R. BRANSON (1934)

Bisp. costatus morfotipo 2, E. R. BRANSON

Bisp. jugosus, BRANSON & MEHL

Bisp. spinulicostatus, E. R. BRANSON

Bisp. stabilis morfotipo 1, BRANSON & MEHL (1934)

Bisp. ultimus, BISCHOFF (1957)

Bisp. zieglerei, RHODES, AUSTIN & DRUCE (1969)

Bisp. sp

Euprioniodina sp

Hindeodella ibergensis, BISCHOFF

Hindeodella sp

Ozarkodina sp

Palmatolepis (Tripodellus) gracilis, BRANSON & MEHL (1934)

Palmatolepis (Tripodellus) sigmoidalis, ZIEGLER (1962)

Palmatolepis gracilis gonioclymeniae, MULLER

Palmatolepis perlobata, VERICH & BASSLER

Palmatolepis sp

Polygnathus communis communis, BRANSON & MEHL (1934)

Polygnathus styriacus, ZIEGLER (1957)

Polygnathus sp

Polygnathus inornatus, BRANSON (1934)

Prionodina sp

Pseudopolygnathus nodomarginatus, BRANSON (1934)

Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus, ZIEGLER (1962)

Pseudopolygnathus sp

Spathognathodus inornatus, BRANSON & MEHL (1934)

Spathognathodus strigosus, BRANSON & MEHL (1934)

Spathognathodus stabilis, BRANSON & MEHL (1934)

Spathognathodus supremus, ZIEGLER (1962)

Spathognathodus bohlenanus, HELMS (1959)

Spathognathodus sp

Scutula venusta, SANNEMANN (1955)

Tripodellus robustus, BISCHOFF (1957)

Estos conodontos pertenecen a la parte media de la *zona-costatus*, de edad Fameniense Superior. BOOGAARD (1981) asume que estas calizas fueron depositadas en zonas de plataforma continental y talud, y la fauna descrita idéntica a la encontrada en Pomarão (BOOGAARD, 1963).

La macrofauna encontrada, *Poteriocrinites* sp, *Clymenia* sp y *Reptoclymenia roemeri* WEDEAIND, prueba también la edad Devónico Superior.

2.2 DEVONICO-CARBONIFERO

2.2.1 Pizarras, cuarcitas, cuarzovacas, grauvacas y volcanitas

Constituye los núcleos de las más importantes estructuras anticlinales, y la diferencia con las pizarras y cuarcitas devónicas anteriormente citadas estriba en que mientras estas últimas están delimitadas en el espacio por tener encima un volcánico bien diferenciado, aquéllas, por acuñaamiento lateral del volcánico, continúan depositándose durante el Tournaisiense y Viseiense, por lo que existe entonces una serie predominantemente sedimentaria con lentejones lávicos y piroclásticos ácidos y básicos, que se considera como cambio lateral de facies de todo el volcánico: formaciones Atalaia y Ribeira de Limas, en Portugal, y formaciones Cerro Méndez (Paymogo), Duque (Puebla de Guzmán), Guijo (Palma del Condado) y Manzanito (Valverde del Camino) en España.

En general, la formación está constituida por una potente serie de pizarras, cuarcitas y grauvacas (cuarzovacas) con algunos lentejones calcáreos.

Las rocas más abundantes son las pizarras grises arcillosas de grano fino, con bandeado de estratificación frecuentemente enmascarado por una esquistosidad de flujo muy penetrativa. Alternan con pizarras limolíticas y limolitas en niveles de 3 a 80 cm de potencia (predominando las de 10 a 20 cm) y pizarras arenosas. Presentan frecuentes estructuras sedimentarias como ripples, laminación paralela, laminación cruzada, etc. Los tres tipos principales, pizarras pelíticas, limolíticas y arenosas, presentan a veces variedades grafitosas y ferríferas y colores pardo-rojizos, amarillentos y blanquizcos de alteración y oxidación. En determinados tramos e interestratificadas con las pizarras existen nódulos y capillas de 1 a 10 cm de potencia y extensión lateral de hasta varios metros de óxidos de hierro y manganeso.

Las cuarcitas son grises y blancas, en niveles de 2 cm a 3 m de potencia (predominando los de 10 a 30 cm), con ripples, laminaciones (paralela, cruzada, convoluta) y cubitos de pirita. Existe toda una serie gradual de tránsito, incluso milimétrico, de pizarras a cuarcitas.

Las grauvacas y cuarzovacas (término utilizado para designar a grauvacas con clastos de cuarzo bien diferenciados), aparecen en niveles de 3 cm a 3 m de potencia, de gran extensión lateral, de color gris verdoso y naturaleza feldespático-volcánica de grano fino a medio con clastos de cuarzo y albita relativamente abundantes (fragmentos crista-

linos), que destacan rodeados por una abundante matriz (compuesta por sericita y clorita fuertemente orientadas) en la que se pueden diferenciar los fragmentos líticos (pizarras, cuarcitas y volcánicos). La procedencia volcánica de estas rocas parece clara, por su composición y relación espacial con tobas, a las que pasan gradualmente en muchas ocasiones.

En zonas de finas alternancias de cuarcitas y pizarras se observan a menudo fenómenos de transposición, dando a veces un aspecto falsamente conglomerático. Existen, además, en las partes altas de la serie, brechas intraformacionales con cantos de cuarcita y «cantos blandos» de pizarra en una matriz pizarrosa, como consecuencia de fenómenos de «slumping» que tuvieron lugar en la cuenca precediendo a la salida de emisiones volcánicas.

Se han representado los niveles más importantes de lavas, tobas, lentejones de jaspe y pizarras moradas interestratificados en esta formación y que se estudiarán dentro del Complejo Volcánico Sedimentario.

La potencia de esta formación es muy variable según los puntos, pero en cualquier caso debe superar los 1.000 m.

2.3 TOURNAISENSE-VISEIENSE INFERIOR Y MEDIO. COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C. V. S.)

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

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

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 limolíticas, pizarras silíceas, pizarras grafitosas, pizarras ferríferas, areniscas, cuarcitas y radiolaritas (cherts).

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.

Desde el punto de vista estratigráfico, el C. V. S. varía extremadamente de unas zonas a otras en la Faja Pirítica, pero 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, al intenso plegamiento que enmascara la verdadera potencia, 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 podido a lo largo de todo el área investigada llegar a correlacionar y definir una secuencia litoestratigráfica general.

Es difícil con exactitud situar cronológicamente este C. V. S. considerado siempre como perteneciente a la transición Devónico-Carbonífero. Teniendo en cuenta que las rocas volcánicas son estratigráficamente superiores a los materiales portadores de los lentejones calcáreos, con fauna datada de Devónico Superior (MESEGUER PARDO, 1945; BOOGAARD, 1975, 1981); que se sitúan concordantemente bajo las pizarras y grauvacas del Viseiense Superior; que los recientes estudios que SCHERMERHORN (1971) menciona sobre determinación de edades realizadas por PRIEM en 1968, con el método Rb-Sr en muestras de rocas ácidas de la Formación São Luis (Portugal) de la base de este C. V. S., dieron una edad Tournaisiense, se debe encajar toda esta formación volcánico-sedimentaria en el Carbonífero Inferior parte media o baja (Tournaisiense-Viseiense Inferior a Medio).

El espesor del C. V. S. considerado en su conjunto es muy variable de unos puntos a otros de la Faja Pirítica, estimándose como potencia máxima unos 800 m.

Se describen a continuación las diferentes formaciones que constituyen el C. V. S.

2.3.1 Pizarras, tobas y tufitas con lentejones de jaspes (Volcanismo indiferenciado)

En áreas más alejadas de los centros volcánicos, continúa la sedimentación pelítica-terrágena, aunque también existen aportes de mate-

riales volcánicos finos de las erupciones más próximas. Estos sedimentos dieron origen a una unidad litológica constituida principalmente por pizarras entre las que se interestratifican niveles de tobas finas y tufitas con esporádicos lentejones de jaspes y cherts, de escala métrica y color rojo o gris. Las pizarras son de color gris oscuro a negro (carbonosas) y por alteración pasan a marrones.

Esta unidad ocupa cualquier posición en la columna estratigráfica del C. V. S. y tiene continuidad de afloramientos en ambos flancos del anticlinal de Puebla de Guzmán. Su potencia es variable y difícil de evaluar, pero pueden estimarse espesores máximos de 400 m.

2.3.2 Volcanismo ácido primero o inicial (V₁)

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

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

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

Las rocas piroclásticas son de todo tamaño y constituidas por aglomerados, brechas y tobas. Los aglomerados y brechas están formados por cantos lávicos heterométricos de 10 a 40 cm, generalmente angulosos, otros redondeados, a veces fusiformes, orientados la mayoría de las veces paralelamente al plano de esquistosidad. Los clastos son de composición más ácida que la matriz tobácea que les engloba, que posee material fragmentario más fino.

Este episodio es de composición ácida (riolitas, cuarzoqueratófidos y dacitas) e intermedia (queratófidos, traquitas y andesitas), aunque localmente puede llegar a ser básico.

Las lavas ácidas poseen pátina amarillenta o blanquecina, de colores claros, blancos, rosados o gris-verdosos, grano fino o textura porfídica

generalmente, en ocasiones vítrea, masivas y diaclasadas o con disyunción ovoidea y a veces autobrechadas. Algunas con disyunción prismática. A veces se observa un bandeado de color que obedece a coladas de distinta composición depositadas sucesivamente. Generalmente los bordes de las zonas masivas o lávicas son más esquistosos.

Las tobas tienen un tamaño de grano variable entre 4 milímetros y menos de 0,25 milímetros (tufitas) y debido a su carácter fragmentario poseen una esquistosidad más neta que las lavas, pero en ocasiones son tan masivas como las mismas lavas, siendo difícil su distinción. En ocasiones se observa en ellas un bandeado de estratificación. A veces poseen pátina amarillenta y colores blanquecinos de alteración y suelen presentar en ocasiones diseminación de pirita, a veces tan abundante que llegan a ser tobas «gossinizadas».

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

Este volcanismo inicial presenta variaciones tanto en potencia como en intensidad (mayor o menor proporción de material volcánico) de unas zonas a otras de la Faja Pirítica. Así, mientras en las zonas meridionales pueden existir varios niveles volcánicos separados por otros sedimentarios, en zonas más septentrionales todo el espacio comprendido entre el Devónico Superior y el Viseense Superior está ocupado por este episodio inicial, faltando frecuentemente los restantes. Su potencia, por tanto, es muy variable, pudiendo oscilar entre los 400 y 800 m en las diferentes áreas.

2.3.3 Pizarras, cuarcitas y areniscas con nódulos de hierro y manganeso

A techo del volcanismo inicial aparece en el anticlinal de Puebla de Guzmán una formación de pizarras, areniscas y cuarcitas con nódulos y capas finas de óxidos de hierro y manganeso, en afloramiento continuo en ambos flancos del anticlinal.

La litología dominante son las pizarras arcillosas de color gris, que por alteración pasan a tonalidades marrones y con acusada esquistosidad. Las areniscas y cuarcitas son impuras, en capas con potencia decimétrica, de color gris y marrón oscuro, con minerales micáceos e interestratificadas entre las pizarras. Poseen estructuras sedimentarias, como laminaciones paralelas y cruzadas y granoselección. La potencia de las

capillas y nódulos de hierro y manganeso oscila entre 1 y 10 cm y longitud métrica o inferior, los de hierro son amarillentos y se hallan limonitizados, los de manganeso, negros, formados por pirolusita y ambos siempre entre las pizarras.

Esta unidad representa, en la zona indicada, un periodo de sedimentación tranquila entre las efusiones ácidas primera y segunda, donde el aporte volcánico es muy escaso y en caso de existir tiene granulometría muy fina.

Su potencia es muy variable, pudiendo incluso estar ausente, como puede deducirse de la poca continuidad lateral de los afloramientos, en general de 100 a 150 m.

2.3.4 Volcanismo básico (Vb)

Normalmente aparece sobre el volcanismo ácido inicial, pero cuando falta éste, queda directamente en contacto sobre las pizarras y cuarcitas devono-carboníferas. A veces alcanza gran desarrollo formando coladas de gran extensión y potencia, ocupando normalmente depresiones con suelos arcillosos rojizos muy aptos para cultivos.

Está constituido por lavas (espilitas y basaltos) de grano fino a medio, de elevada cristalinidad y generalmente poco porfídicas, a veces autobrechadas, de aspecto ovoide, poco esquistosos, algunas con disyunción prismática, de color verde oscuro o azul verdoso si frescas y pardo rojizas si meteorizadas, en cuyo caso presentan disyunción en bolas. Se reconocen frecuentes estructuras almohadilladas («pillow-lavas») de tamaño decimétrico (hasta 70 × 80 cm), verdosas y de grano fino, lo que prueba el carácter submarino de este volcanismo.

En ciertas zonas las lavas básicas suelen presentar amígdalas o vacuolas elipsoidales o redondeadas, rellenas de carbonatos (calcita), clorita, cuarzo o epidota.

Las rocas piroclásticas (brechas, aglomerados y tobas básicas) son menos frecuentes. Tanto en las lavas como en las tobas se observan manchas verdes oscuras por la presencia de la clorita.

Estrechamente asociadas a las volcánicas básicas existen unas rocas de color verde-violeta o abigarradas, esquistosos, porfídicas, de carácter piroclástico y de composición básica. A veces se encuentran gruesos cristales de cuarzo que destacan macroscópicamente de la matriz verde-violeta, pero su presencia parece ser debida a un proceso de silicificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenoclastos.

El mineral ferrífero produce la coloración violeta y la abundante clorita la verde. Según AYE (1974), estas rocas son el resultado de una

alteración y recristalización de lavas básicas, correspondiendo sus distintas facies a la variación en los contenidos de hematites y clorita y al grado de recristalización.

Aunque siempre aparecen junto a las rocas básicas, sus relaciones geométricas varían de unos puntos a otros, pudiéndose encontrar encima o, en cambio, lateral de las mismas.

Interestratificadas con las lavas y tobas básicas aparecen estrechos horizontes de 1 a 50 m de pizarras grises arcillosas, carbonosas, silíceas y niveles de jaspes y cherts.

Lo potencia, aunque variable, puede alcanzar los 500 m.

2.3.5 Volcanismo ácido segundo (V₂)

Sobre el volcanismo básico precedente o directamente sobre el ácido inicial u otros términos, aparecen de nuevo productos piroclásticos correspondientes a un segundo ciclo volcánico ácido. Esta formación, ampliamente representada en la «Faja», posee facies predominantemente finas (tufitas, cineritas y pizarras) y colores superficiales rosados y verdosos.

Está constituida principalmente por una alternancia de tobas ácidas esquistas, tobas finas apizarradas (tufitas), tobas de composición intermedia, diferentes tipos de pizarras (entre las que predominan las pizarras grises arcillosas, algunas con nódulos de óxidos de Mn y Fe), pizarras moradas y/o verdes con intercalaciones de niveles calcáreos y lentejones y estrechos horizontes de jaspe rojo y cherts. Predominan las tobas ácidas cuarzoqueratofídicas grises, moradas o verdes sobre las intermedias y no se descarta la posibilidad de que parte de las pizarras tengan procedencia piroclástica o mixta.

Existen grandes variaciones laterales y verticales de estas rocas, tanto en granulometría como en color y en composición, existiendo tramos con predominio de tobas; otros, con predominio de pizarras, y zonas con ausencia en general de pizarras.

Esta formación empieza a veces con un volcanismo ácido constituido por lavas, brechas, aglomerados y tobas gruesas y medianas de colores claros, grises y verdes, pero al subir en la formación la granulometría de las tobas decrece y aumenta la proporción de pizarra, apareciendo a techo un nivel muy continuo de «pizarras moradas» o cineritas, al que se le puede considerar como un importante nivel guía para todo el C.V.S.

En las facies de grano fino se hallan numerosos e importantes lentejones de jaspes con mineralizaciones de manganeso, siendo, por tanto, esta formación la portadora de los principales depósitos de manganeso en la Faja Pirítica, por lo que el volcanismo ácido segundo y sus facies

asociadas (jaspes y pizarras moradas) es denominado por algunos autores como «Formación Manganesífera».

Al sur de Sotiel aparecen lentejones de calizas y calcoesquistos de 1 a 60 cm de potencia con tallos de crinoides, pátina amarillenta y color marrón o gris oscuro, armando entre las pizarras de esta formación. Se trata de calcarenitas de grano medio a grueso que fueron datadas por BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975) merced a una microfauna de conodontos como pertenecientes al Viseense Inferior. Las especies determinadas fueron las siguientes:

Gnathodus cuneiformis, MEHL y THOMAS (1947).

Gnathodus semiglaber, BISCHOFF (1957).

Gnathodus typicus, COOPER (1939).

Geniculatus claviger, ROUNDY (1926).

Pseudopolygnathus triangulus pinnatus, VOGES (1959).

Metalonchodina bidentata, GUNNELL (1931).

La potencia total del volcanismo ácido segundo oscila entre 50 y 300 m.

2.3.6 Jaspes

Los afloramientos de jaspes son muy numerosos en el volcanismo ácido segundo (Soloviejo, Cobullos, El Morante, Oriente, etc.), aunque también están presentes en otras formaciones del C.V.S.

Son muy característicos por su color rojo y su gran dureza, que les hace destacar en el relieve formando crestones. No poseen corridas largas (aunque algunos, como Soloviejo, lleguen a casi 3.500 m) y su potencia varía de varios centímetros a 50 m (aunque otros, como Cobullos, alcancen los 200 m). Localmente poseen colores oscuros al estar mineralizados por óxidos y peróxidos de manganeso y óxidos de hierro, que fueron trabajados intensamente en el pasado y algunos presentan disseminaciones de pirita y calcopirita (Pepito, El Toro, Oriente, etc.). Arman entre pizarras de composición pelítica, tobas y tufitas y constituyen resaltes en las laderas y cimas montañosas al sobresalir entre las pizarras y lavas. Los colores más corrientes en los jaspes son los rojos, grises y rosados. Existen también niveles de chert de 10 cm a 15 m de potencia de color rojo, negro y gris.

2.3.7 Pizarras y tufitas violetas («Pizarras moradas»)

A techo del volcanismo ácido segundo aparece un nivel que, aunque de potencia variable y en general escasa, presenta gran continuidad lateral, constituyendo un «nivel guía» excelente para todo el C.V.S., sobre todo en la parte central y meridional, pues en la parte norte de la «Faja» a veces falta. Está formado por pizarras, cineritas y tufitas ferruginosas con radiolarios. Su espesor puede llegar hasta varias decenas de metros, siendo su potencia media de 20-50 m.

Existen también lentejones de «pizarras moradas» a techo del volcanismo ácido primero y en la facies fina del volcanismo ácido segundo.

El color violeta-morado se debe al elevado contenido en óxidos de hierro (hematites) diseminados en pizarras, cineritas y tufitas. El término «pizarra» tiene un carácter descriptivo más que composicional, ya que deben corresponder a cenizas volcánicas.

2.3.8 Volcanismo ácido tercero o final (V₃)

A techo del nivel de «pizarras moradas» y concordante con él se deposita la última fase efusiva de carácter ácido-intermedio (localmente básico), que constituye a su vez el techo del Complejo Volcánico Sedimentario.

Este volcanismo tercero tiene gran continuidad lateral en la parte central y meridional de la «Faja», pero en la septentrional falta frecuentemente.

Se encuentra representado fundamentalmente por rocas piroclásticas en facies que van desde aglomerados y tobas bréchicas poligénicas, gris verdosas con disyunción ovoidea, hasta tobas finas y tufitas bien estratificadas de color gris claro. El cambio lateral de facies puede ser brusco incluso a escala de afloramiento.

Con frecuencia las facies finas pizarrosas y tufíticas, de colores grises y verdes, representan el tránsito casi imperceptible a pizarras con Posidonomyas de Viseiense Superior.

El espesor medio de esta formación puede estimarse en unos 150 m.

2.4 VISEIENSE SUPERIOR (FACIES CULM)

Concordante con el C.V.S. y ocupando el núcleo de los más importantes sinclinos aparecen las pizarras y grauvacas de facies Culm y edad Viseiense Superior.

Generalmente, la serie se inicia con un primer tramo pizarroso, muy fosilífero, sobre el que se deposita la alternancia de pizarras y grauvacas, también fosilíferas.

El primer tramo de pizarras basales está constituido por pizarras grises arcillosas (las más abundantes), pizarras limolíticas, grafitosas, ferríferas y arenosas. Se trata, pues, de pizarras en gran parte de composición pelítica, con alto contenido en mineral de hierro y grafito. Su elevada proporción en material micáceo (sericita, casi totalmente) hace que queden bien patentes los leves efectos de las deformaciones que dan lugar a dos esquistosidades visibles, una principal de flujo y otra de fractura, que produce micropliegues tenues; también puede observarse la estratificación residual oblicua a la esquistosidad de flujo.

La potencia de este tramo es muy variable, llegando hasta unos 200 m.

El segundo tramo está constituido por una monótona serie turbidítica de pizarras grises arcillosas y grauvacas, formando una serie alternante tipo flysch.

Las pizarras grises arcillosas alternan con pizarras limolíticas, pizarras arenosas, pizarras grafitosas y con niveles de 1 a 20 cm, a bancos de 2 m de potencia, con corridas laterales de varias decenas de metros, de una grauvaca más grosera, conglomerática, gris verdosa a gris azulada y a veces algo rojiza. Se trata de grauvacas feldespático-volcánicas de grano fino a grueso, poco seleccionadas y constituidas por granos angulosos y subangulosos de fragmentos de roca y cristalinos. Los fragmentos líticos están constituidos por pizarras, cuarcitas y rocas volcánicas ácidas y básicas; los fragmentos cristalinos, por cuarzo, albita y micas, principalmente.

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

En la zona occidental de la «Faja», al norte de San Lúcar de Guadiana, se han localizado dos niveles de 2 m de potencia de conglomerados poligénicos, con cantos bien redondeados de escala milimétrica a centimétrica y englobados en una matriz grauváquica de grano grueso.

Se observan en las grauvacas frecuentes estructuras sedimentarias que muestran las características clásicas de las turbiditas, como son estructuras de erosión de corrientes o pre-depósito («flute casts»); otras de depósito, como estratificación graduada o granoselección («graded

bedding»), laminación y estratificación cruzada («cross bedding»), laminaciones a techo y muro, ondulaciones («ripple marks») y otras de deformación o estructuras post-depósito, como huellas de carga o de presión («load casts»), laminaciones retorcidas («slumping» y «convolute lamination»). También se observa en las grauvacas la presencia de cantos blandos de pizarra, redondeados, ovalados o angulosos de tamaño variable de hasta 2×7 cm, dando un aspecto conglomerático.

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

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

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

La potencia de este tramo superior se estima en unos 500-600 m.

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

Los yacimientos fosilíferos localizados en numerosos puntos de ambos tramos de esta formación, dieron una fauna constituida por Equinodermos, Braquiópodos, Moluscos (Lamelibranchios y Cefalópodos) y restos de cortezas vegetales reticuladas y tallos de plantas, de los que se determinaron las siguientes especies:

Equinodermos: *Poteriocrinites* sp.

Braquiópodos: *Protoniella* sp.; *Spiriferina cristatus*, SCHLOT; *Productus productus*, MARTIN.

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

Cefalópodos: *Goniatites orientalis*, LIBR; *Dombarites tectus*, LIBR; *Goniatites choctawensis*, SCHUMAR; *Goniatites striatus*, SOW; *Goniatites* sp.; *Goniatites crenistria*, PHILL; *Lyrogoniatites newsomi georgiensis*, MILLER & FURNISH; *Reticuloceras reticulatum*, PHILL.

Tallos vegetales: *Archaeocalamites* sp.; *Archaeocalamites scrobiculatus*, SCHLOT y BERT.

La distribución estratigráfica de las especies determinadas permite datar esta formación como perteneciente al Viseiense Superior e incluso podría llegar en algún área a Namuriense basal.

2.5 TRIASICO

Existen dos pequeños afloramientos de materiales triásicos en la región, uno en las proximidades de Ayamonte y el otro al sur de Niebla, en la carretera local Niebla-Bonares.

El primero de ellos está constituido por areniscas y argilitas de color rojo intenso con laminación paralela, cruzada, y estructuras de carga, a las que sigue una serie eminentemente carbonatada constituida por niveles decimétricos de dolomías secundarias de grano fino-medio separadas por láminas de arcilla verde, y una colada de basaltos doleríticos clinopiroxénicos con textura subofítica de grano fino. La potencia es escasa y la edad por criterios regionales y de litofacies es Triásico (Buntsandstein para el primer tramo, Muschelkalk para el segundo y los basaltos se asimilan a las ofitas de las facies Keuper del ámbito subbético).

En el segundo, en las proximidades de Niebla, no aflora el primer tramo (Buntsandstein), apareciendo en primer lugar unas dolomías de grano fino y grueso, amarillento-parduzcas, en niveles de 5 a 15 cm, a las que sigue una colada de basalto dolerítico clinopiroxénico, como en el caso descrito anteriormente.

Todos estos materiales pertenecen a los sedimentos autóctonos del Secundario del Golfo de Cádiz, que afloran en el sur de Portugal.

2.6 TERCARIO

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Paleozoico se hallan en el borde sur del área los sedimentos del Terciario Superior, que se agrupan en tres tramos:

- Calizas, areniscas y conglomerados de la facies transgresiva.
- Margas azules.
- Limos amarillentos, arenas y margas de la facies regresiva.

La facies transgresiva presenta cambios de facies en la horizontal y vertical, así como potencias diferentes según sectores, resultado de la transgresión marina sobre un paleorrelieve con canalizaciones preestablecidas de aportes terrígenos. Esencialmente está constituida por biomicruditas más o menos arenosas y areniscas calcáreas con fósiles, con paso lateral a gravas y conglomerados con cemento carbonatado y fósiles, areniscas calcáreas bioclásticas y escasas biomicritas arenosas. En las canteras situadas en los alrededores de Niebla puede observarse cortes muy completos de esta facies transgresiva. Se presenta como una alternancia de calizas biogénicas, constituidas esencialmente por lumaquelas de ostreidos (*Ostrea Crassisima*) con cemento carbonatado y bancos de biomicruditas arenosas ligeramente recristalizadas y silicificadas con abundantes óxidos de hierro y glauconita.

Concordantemente con esta serie se encuentran unas margas de color azulado con estratificación difusa, a veces con abundantes óxidos de hierro como alteración de pequeños cristales de pirita y materia orgánica dispersa. En los tramos superiores de la serie las margas se van cargando progresivamente de terrígenos tamaño limo-arena fina, con aparición de macrofauna más abundante, así como pequeñas láminas de yeso cristalizado. Micropaleontológicamente se han determinado numerosas especies de Foraminíferos, entre ellas: *Globorotalia andalusiana*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Globorotalia margaritae* y *Globigerinoides obliquus extremus*; lo que nos permite datar a esta serie como Andaluciense.

Por último, sobre las margas azules se encuentra una serie constituida por limos, limos arenosos y margas limo-arenosas con una característica muy peculiar, como es la presencia de abundante macrofauna que a veces constituye lumaquelas de espesor variable, de 20 a 80 cm, con gran continuidad lateral, habiéndose determinado: *Chlamys scabrella fonnickii* (HILBER), *Amussium cristatum badense* (FONTANNES), *Helix* sp., *Laevicardium (Trachycardium) multicostratum* (BROCCHI), *Ostrea aff. lamellosa* (BROCCHI), *Balanus aff. concavum* (BRONN), *Cubicostrea cf. producta* (RAULIN-DELBOS), *Dentalium (Deutahium) sexangulum* (SCHROETER), *Xenophosa infundibulum* (BROCCHI), *Natica tigrina* (DEFRAUCE), etc. Con estos sedimentos de carácter regresivo culmina el ciclo sedimentario que comenzó con la transgresión del Tortoniense Superior.

La edad para el conjunto es Tortoniense Superior-Andaluciense.

2.7 PLIOCENO Y CUATERNARIO

Existen al sur del área numerosos «glacis» constituidos esencialmente por conglomerados, arenas, arenas con gravas, arenas limosas y local-

mente intercalaciones de láminas arcillo-limosas. Su coloración varía del blanco-amarillento al rojo.

La discordancia de esta formación con el infrayacente presenta características variables según los sectores, desde erosiva muy suave, con presencia de macrofauna inclasificable en los tramos inferiores de arenas blancas a costras ferralíticas con paso alteral a conglomerados de cantos cuarcíticos, tamaño grava y fuerte cemento ferruginoso. La estratificación es de masiva a difusa, aunque localmente quedan diferenciados bancos de espesor variable por la presencia de capas o láminas de arenisca ferruginosa con ripples.

Le atribuimos una edad Pliocuaternal, dado que es discordante sobre el Andaluciense terminal.

Se han diferenciado también depósitos aluviales, sedimentos antrópicos (escombreras y «morrongos») y el «gossan transportado» del Alto de la Mesa en Riotinto.

3 TECTONICA

La Faja Piritica Hispano-Portuguesa tiene en su conjunto una forma arqueada, con direcciones estructurales NO-SE en Portugal y próximas a E-O en España.

Los materiales paleozoicos (devónico-carboníferos) han sido fuertemente deformados por la Orogenia Hercínica, con diferente intensidad según su competencia y nivel estructural.

Existen diferencias entre los distintos autores que han trabajado en esta región en cuanto al número de fases de deformación, así como al metamorfismo producido. Estas diferencias se deben en gran parte al distinto empleo, según los autores, de fases de plegamiento y etapas o estadios dentro de una misma fase. Aquí se mencionará como fase tectónica toda etapa que produzca pliegues propios, u otros rasgos estructurales como esquistosidad o fracturación que tengan efectos generalizados; sin confundirla con fase orogénica, que puede comprender a varias de las anteriores.

3.1 FASES DE PLEGAMIENTO

Se han distinguido las siguientes:

Primera fase:

Produce pliegues apretados con ejes de dirección aproximada E-O, generalmente isoclinales, tumbados o volcados con vergencia al sur. Estos pliegues desarrollan una esquistosidad (S_1) muy fina y penetrativa que transpone con frecuencia a la S_0 . Esta fase puede originar también importantes fallas inversas o cabalgamientos paralelos y sincrónicos con la esquistosidad y, por tanto, difíciles de detectar. Estos cabalgamientos

a menudo no corresponden a una única superficie de fractura, sino a una serie de ellas, que pueden ir solapándose con diferente importancia desde grandes transposiciones generalizadas hasta importantes fallas en el frente de cabalgamiento. Estos cabalgamientos fueron descritos por primera vez en Aljustrel (Portugal) por SCHERMERHORN y STANTON (1969). En la parte española de la Faja Pirítica estos cabalgamientos pueden corresponder a los siguientes contactos:

- Desde Paymogo a San Telmo: Contacto mecánico entre la Formación «Pulo do Lobo» y el Complejo Volcánico Sedimentario.
- Contacto entre el C.V.S. y el Culm desde la frontera con Portugal hasta el sur de El Cerro de Andévalo, que se aprecia fallado en diversos tramos.
- Anticlinal de Villanueva de las Cruces, en contacto mecánico entre volcanitas básicas y el Culm.
- Inmediaciones de Sotiel Coronada, en el flanco sur del anticlinorio de Valverde, en el contacto entre Devónico-Carbonífero indiferenciado y el volcanismo ácido.
- Contacto entre el C.V.S. y el Culm al sur de la mina de Sotiel.
- En Aznalcóllar, posiblemente uno de los cabalgamientos existentes en las cercanías de la mina Caridad.

Segunda fase:

Produce pliegues de mayor amplitud que la fase anterior, con direcciones comprendidas entre N 90°-120° E. Son pliegues asimétricos (el flanco norte más desarrollado y con menor buzamiento que el sur), por lo general similares, pero pueden ser concéntricos en materiales competentes; con frecuencia son pliegues-falla que llegan a romper por el flanco invertido que suele estar más verticalizado. Desarrollan una esquistosidad (S₂) de plano axial, por lo general de fractura, algo más espaciada que la primera.

Estas dos deformaciones de direcciones casi coincidentes crean en conjunto las directrices regionales del Paleozoico y su estructuración principal.

Existen zonas donde sólo se aprecia una deformación con esta dirección regional, manifestada por pliegues suaves o apretados con una sola esquistosidad, que suele ser de flujo. Estos pliegues pueden corresponder a la primera o segunda fase, faltando la otra, o con efectos prácticamente nulos.

Tercera fase:

Produce pliegues concéntricos bastante suaves a muy diferente escala,

así como pliegues tipo «kink» o «chevron». La dirección de estos pliegues es aproximadamente N-S, casi ortogonal a las fases anteriores, con ligeras variaciones al NE y NO. No producen verdadera esquistosidad, pero sí una fracturación más o menos manifiesta según zonas, referida a veces como «strain-slip cleavage». A gran escala esta fase es la responsable de las ensilladuras en los ejes de fases anteriores, pero no en todos los casos que a primera vista así lo parezca en cartografía, puesto que hay que contar con la compartimentación en zonas elevadas y cuencas por la paleografía y por el mismo comportamiento inhomogéneo de los materiales.

Pliegues tipo «kink»:

Los hay con varias direcciones, sobre todo N-S y aproximadamente E-O (dirección regional). Los buzamientos son próximos a la vertical y algunos más suaves parecen aprovechar la primitiva estratificación. Los de dirección aproximada E-O (N 90°-125° E) pueden corresponder, al menos parcialmente, a episodios tardíos de la segunda fase de deformación. Los N-S pertenecen a la tercera fase. Este tipo de pliegues suele estar más y mejor desarrollado en zonas de fractura importantes.

Fracturas:

Según su orientación pueden clasificarse en fallas longitudinales y transversales; las primeras son sensiblemente paralelas a las capas (aproximadamente E-O), y las segundas (NE-SO y NO-SE), las cortan con gran ángulo.

Entre las fallas longitudinales están los cabalgamientos de primera fase ya señalados, así como fallas inversas y normales en relación con los últimos episodios de la segunda fase. En la primera también deben existir fallas de distensión (normales), pues existen niveles lentejonares rellenos de cuarzo y plegados por la segunda fase.

Las fallas transversales son las que más resaltan en la cartografía, han funcionado como desgarre y pueden tener saltos de varios kilómetros. Las más importantes son:

- Falla Eduardo, en Riotinto.
- Falla de La Granada de Riotinto.
- Falla Romanita.
- Falla de San Silvestre de Guzmán.

3.2 METAMORFISMO

El metamorfismo regional que afecta a los materiales paleozoicos es de grado bajo a muy bajo. Existe controversia entre diversos autores en cuanto a la interpretación de este metamorfismo, pues mientras algunos lo consideran monofásico (SCHERMERHORN, 1975), para otros es polifásico (ROUTHIER et al., 1980). De todas formas, todos los autores están de acuerdo en relacionar el metamorfismo, o su fase principal, a la primera fase de deformación, que crea la esquistosidad de flujo más importante y, por tanto, la mayor neoformación de minerales. Sin embargo, la segunda fase puede, localmente, tener una esquistosidad de flujo asociada, produciendo así una recristalización y neoformación de minerales. Esta segunda fase metamórfica tendría efectos locales.

3.3 ESTRUCTURAS PRINCIPALES

- Anticlinorio de Puebla de Guzmán.
- Anticlinorio de Valverde del Camino.
- Sinclinorio Montes de San Benito-Sur de La Zarza.
- Anticlinorio de Zalamea la Real.
- Sinclinorio de Riotinto.
- Anticlinorio San Telmo-Campofrío.

Anticlinorio de Puebla de Guzmán:

Se encuentra situado al SO de la parte española de la Faja Pirítica y se extiende desde Portugal hasta varios kilómetros al este de Tharsis y Paymogo, pasando por el pueblo que le da nombre. Comprende las siguientes estructuras principales:

- Anticlinal de Tharsis.
- Anticlinal de Alosno.
- Sinclinal de Herrerías.

El núcleo del anticlinorio está formado por materiales devónicos que ocupan la mayor extensión y en ambos flancos están representados el conjunto de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias en una serie completa de tres episodios ácidos y dos básicos (uno de ellos con predominio de características subvolcánicas e intrusivas).

Los contactos norte y sur del anticlinorio son con pizarras y grauwacas

del Culm, en contacto normal sobre los materiales volcánicos y muy localmente por fallas.

Anticlinorio de Valverde del Camino:

Se extiende al este del anterior, desde el río Oraque hasta Aznalcóllar, con dirección E-O y ejes buzando al oeste. Comprende varias estructuras importantes, como son:

- Anticlinal de Calañas.
- Anticlinal de Sotiel.
- Anticlinal de Campanario.

El núcleo anticlinorial está constituido por materiales considerados como Devónico Superior-Carbonífero Inferior, en su mayor parte sin influencia volcánica y con facies típica del Devónico Superior. En los flancos existen series volcánicas más completas hacia el oeste (hacia la zona de cierres), pero en el flanco sur, desde Valverde hasta las proximidades de Aznalcóllar, no existe una serie volcánica continua, sino lentejones locales que no permiten una separación exacta entre los materiales devónicos y del C.V.S.

Este anticlinorio está bastante fracturado, siendo abundantes las fallas transversales y en dirección, aunque con desarrollo local, sin llegar a afectar a todo un flanco.

Sinclinorio Montes de San Benito-Sur de La Zarza:

Se extiende al norte de los dos anticlinorios anteriores, desde Portugal hasta el oeste de Zalamea la Real y está formado por pizarras y grauwacas del Culm. El contacto sur es normal sobre materiales volcánicos del tercer episodio ácido, pero el del norte, con serie volcano-sedimentaria que incluye niveles de cuarcitas (Formaciones Atalaia, Duque, Cerro Méndez, etcétera), parece ser un cabalgamiento que desde Portugal penetra en España hasta cerca de El Cerro de Andévalo. Esta fractura parece plegada, por lo que localmente es difícil de ver en el campo y correspondería a la primera fase tectónica.

Anticlinorio de Zalamea la Real:

Se extiende desde el SE de El Cerro de Andévalo hasta el SE de Nerva, pasando por La Zarza, Zalamea y Riotinto. El grueso de los materiales que lo componen son volcánicos, pero hacia el este aparece el Devónico-

Carbonífero en el núcleo. El flanco norte se pone en contacto normal con el Culm (sinclinorio de Riotinto) y el flanco sur con el sinclinorio anteriormente descrito.

Sinclinorio de Riotinto:

Se extiende al norte del anticlinorio anterior desde el sur de El Cerro de Andévalo hasta el oeste de El Castillo de las Guardas. Está formado por pizarras y grauvacas del Culm, siendo sus contactos normales. Dentro de este sinclinorio está el anticlinal de Riotinto, donde están situadas las explotaciones mineras de Corta Atalaya y Cerro Colorado.

Anticlinorio San Telmo-Campofrío:

Se extiende desde la mina de El Carpio hasta el pueblo de Campofrío, con núcleo Devónico Superior-Carbonífero Inferior. Al norte se pone en contacto con el cabalgamiento del «Pulo do Lobo» y al sur con el sinclinorio carbonífero de Riotinto.

3.4 TECTONICA DE PLACAS

La Faja Pirítica ha sido definida por diversos autores como un geosinclinal limitado al norte por un umbral (geoanticlinal) de la zona Beja-Aracena.

Para unos sería un eugeosinclinal (Mc. GILLAVRY, 1961) y para otros un miogeosinclinal (ALIA, 1962). Existen posturas intermedias (RAMBAUD, 1969) que hablan de una variación en el tiempo; primero, eugeosinclinal, que evoluciona posteriormente a miogeosinclinal. Para SILLITOE (1973), la Faja puede representar parte de un arco insular antiguo que fue incorporado a la placa Euro-asiática por colisión, o parte de un cinturón orogénico de margen continental tipo andino.

Se han propuesto diversos modelos ortotectónicos con la zona de Benioff buzando al norte (CARVALHO, 1972), o al sur (BERNARD y SOLER, 1971 y 1974); es decir, que para unos el continente o antepaís estaría situado más al sur (aunque no aflore), y para otros, al norte.

En estas zonas de subducción existe un extenso magmatismo, siendo el volcanismo fumarólico actualmente activo en medios de este tipo. Además, las márgenes de las zonas de subducción son favorables para la formación de sulfuros masivos.



4 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

El magmatismo de este sector ha tenido un gran desarrollo espacial y temporal, sucediéndose e imbricándose con los fenómenos sedimentarios y metamórficos. Esta actividad ígnea ha sido muy variada, tanto desde el punto de vista composicional (rocas ácidas, intermedias y básicas) como de condiciones de cristalización (efusivas, hipoabisales y plutónicas).

Las rocas volcánicas, fragmentarias y masivas, varían enormemente de composición desde basaltos y espilitas a riolitas. En ocasiones, algunas de estas rocas han cristalizado en condiciones subvolcánicas o plutónicas, dando lugar a lopolitos y sills que metamorfizan a su encajante. Todo este conjunto de materiales y sus asociados sedimentarios y volcanosedimentarios ha sido sometido posteriormente a un metamorfismo regional de escasa entidad.

Por último, la mayor parte del magmatismo intrusivo, situado esencialmente en el ángulo NE y al que acompaña un amplio cortejo filoniano, aparece representado por varios macizos cuya naturaleza varía desde gabbroidea a granítica.

4.1 METAMORFISMO

Dos son los tipos de metamorfismo que afectan a los materiales devónico-carboníferos: uno, generalizado, de carácter regional, y otro, local, de contacto, en distintos episodios, producido por las rocas intrusivas.

4.1.1 Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que ha actuado sobre este sector es fundamentalmente dinámico, de grado muy bajo, alcanzando su mayor inten-

sidad en el nivel superior del grado bajo de la facies de esquistos verdes (epizona superior), zona de la clorita, y sólo localmente, llega a la zona de la biotita (formación «Pulo do Lobo»).

Este metamorfismo está ligado a la fase principal de la deformación hercínica, que da lugar a una esquistosidad de flujo dominante. A menudo dicha esquistosidad no llega a desdibujar los caracteres texturales primarios de la roca, como estratificación u otras estructuras de deposición a ella ligadas.

Microscópicamente, además de la mencionada esquistosidad de flujo dominante, se puede apreciar una segunda superficie de esquistosidad oblicua a la primera, formando un ángulo agudo muy amplio con ella (prácticamente perpendicular) y originando crenulaciones suaves. Esta segunda esquistosidad visible es principalmente de fractura, sin que a primera vista se puedan percibir blastesis destacables.

De la naturaleza y, por tanto, de la competencia de la roca afectada, dependerá lógicamente el que se hagan patentes una o las dos superficies esquistosas. Así, en las pizarras, se apreciarán mejor cuanto más pelíticas sean, y en los materiales piroclásticos vítreos mejor que en las meta-grauvacas, cuarcitas y lavas, en las que en la mayoría de las ocasiones sólo puede visualizarse la primera.

A la hora de estudiar las paragénesis metamórficas, se agruparán los materiales prescindiendo de su origen y teniendo en cuenta sólo composiciones afines ácidas o básicas. Las rocas sedimentarias pelíticas o cuarcosas y las efusivas ácidas, por ejemplo, responderán de igual manera a los cambios metamórficos de presión y temperatura. En las rocas ígneas y especialmente en las de naturaleza básica, que es donde mejor caracterizada puede aparecer la paragénesis de metamorfismo, las transformaciones tardimagmáticas o deutéricas pueden originar la misma o análoga asociación paragenética que la producida durante un proceso metamórfico regional de bajo grado, resultando de esta manera dificultosa y fácilmente subjetiva cualquier interpretación.

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

En las rocas de composición intermedia y básica encontramos las siguientes neoformaciones autometamórficas o de metamorfismo regional: clorita, mineral de epidota, prehnita, pumpellita, anfíbol (actinolita-tremo-

lita), carbonatos, cuarzo y albita. El anfíbol, la prehnita, la pumpellita y el mineral de epidota son casi siempre minerales accesorios, más frecuentes en las rocas de carácter básico y con mayor desarrollo en las intrusivas.

El anfíbol, y sobre todo la clorita, aparecen deformados y claramente orientados y, por tanto, precediendo a la fase tectónica principal; su situación pre o sincinemática es imposible de determinar. La pumpellita, la prehnita y el mineral de epidota (clinozoisita) son minerales difícilmente orientables en rocas competentes y menos aún en un gradiente metamórfico tan bajo como en el que nos movemos.

La no existencia de signos aparentes de deformación en pumpellita y clinozoisita y, por el contrario, la aparición de éstos en la prehnita, podría indicar una cristalización previa de ésta a la de pumpellita y mineral de epidota.

La presencia de pumpellita (grado muy bajo de metamorfismo) es constante en todo el área, aunque con distinta intensidad, resultando más frecuente en la banda media (Puebla de Guzmán, Calañas, Valverde del Camino, Aznalcóllar) que en las zonas septentrional y meridional.

La interpretación del metamorfismo regional de todo el sector por los distintos autores es bastante controvertida, así, por ejemplo, SCHERMERHORN (1975) considera un metamorfismo de tipo monofásico y progresivo y traza dos dominios, que sitúa a un lado y a otro de la isograda pumpellita-prehnita. Más tarde, BERNARD y SOLER (1980) rebaten esta idea al hallar pumpellita distribuida aleatoriamente en toda la provincia meta-logénica.

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

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

4.1.2 Metamorfismo de contacto

Dentro del metamorfismo de contacto podemos distinguir dos episodios diferentes, en cuanto a la naturaleza de las rocas que los producen y a su relación temporal con las fases de deformación. Un primer episodio originado por los sills de diabasas y anterior a la fase de esquistosidad principal y un segundo efecto término, muy posterior a ella, producido por las rocas plutónicas en su encajante.

En primer lugar, en torno a las intrusiones o sills diabásicos y esencialmente en las rocas de composición pelítica (pizarras y cineritas pizarrosas), se originan rocas que abarcan desde facies ligeramente mosqueadas (segregaciones arcilloso-micáceas a menudo marcadamente impregnadas de minerales de hierro) localizadas en los puntos más externos de la aureola metamórfica, hasta rocas de la facies de las corneanas hornbléndicas, ¿zona de la cordierita?, en áreas más próximas al contacto.

Cuando el incremento de temperatura y la composición de la roca han sido apropiados, se constituye una densa red de porfidoblastos de algunos milímetros de tamaño orientados según los planos de la esquistosidad principal. Estos porfidoblastos corresponden a uno o varios silicatos de metamorfismo totalmente retromorfizados a un agregado polimineral de cuarzo-clorita-sericita microcristalino o con biotita decolorada e inestable en lugar de clorita. Predomina en estas sustituciones pseudomórficas el cuarzo, cuyo contenido es a menudo superior al de la matriz micácea.

Aunque en ningún caso se conservan reliquias del o de los componentes iniciales, sin embargo, por el hábito cristalino, restos de maclado, etc., se ha podido reconocer andalucita y/o cordierita. La mineralogénesis de contacto quedaría representada por andalucita y/o cordierita \pm biotita \pm \pm cuarzo \pm turmalina, ahora sustituida por la paragénesis citada acorde con la de metamorfismo regional.

Por otra parte, las rocas graníticas producen en su encajante manifestaciones de metamorfismo de contacto de escasa intensidad, sin sobrepasar la facies de las corneanas de albita-epidota.

En las rocas pelíticas, en las zonas más lejanas al intrusivo, se origina un moteado que comienza con la concentración de sericita-mineral de arcilla, de forma esporádica e irregular. Este mosqueo va aumentando en intensidad y desarrollo con la presencia de neogénesis de clorita y biotita, para concluir con la formación de porfidoblastos de chialtolita en la parte interna de la aureola. Los fenoblastos de andalucita cortan a la esquistosidad y pueden ser perfectamente idiomórficos, alcanzando un tamaño casi centimétrico. En algunas corneanas este mineral se presenta en poiquiloblastos englobando diminutos cristales de cuarzo.

En las rocas cuarzosas son menos visibles las manifestaciones térmicas y sólo en el contacto inmediato con las rocas plutónicas se encuentran texturas corneánicas y corneanas con biotita completamente recristalizadas.

La paragénesis de contacto resultante es, pues, de andalucita, biotita y cuarzo, pudiendo aparecer también cantidades importantes de mica blanca y turmalina más escasa, debido a procesos neumatolíticos tardíos.

4.1.3 Rocas metasedimentarias

Se incluyen en este apartado todas aquellas rocas metamórficas derivadas de argilitas, limolitas, cuarzarenitas y litarenitas, pudiendo existir algún término en el que además del proceso puramente sedimentario, el volcánico haya jugado un papel importante (algunas pizarras cloríticas y cineríticas).

Se describen las peculiaridades petrográficas más sobresalientes de estos materiales atendiendo a su posición estratigráfica. Las diferencias entre un mismo tipo litológico a lo largo de toda la serie son mínimas; sin embargo, parece disminuir el grado de recristalización metamórfica mínimamente hacia el techo de la columna, desde las pizarras y cuarcitas del Devónico a las del Carbonífero.

Así, en la *Formación «Pulo do Lobo»* (Devónico) la característica más destacada de sus materiales es su mayor deformación y su ligero incremento en el grado de metamorfismo en relación con las unidades superiores, pudiendo alcanzar normalmente la zona de la biotita de esquistos verdes. Estos materiales pueden presentar una sola esquistosidad de flujo y una oblicua de fractura o localmente dos esquistosidades de flujo, de las cuales la primera es relicta.

Las filitas y cuarcitas son rocas esquistosas constituidas por mica blanca-sericita impregnada de grafito y/o mineral de hierro y con biotita y clorita subordinadas. Presentan bandas de cuarzo de exudación finogranoblástico o con texturas en mortero. Como accesorios aparecen albita, esfena, turmalina y circón.

Las pizarras se pueden dividir en dos grupos, pizarras filitosas por un lado y pizarras limolíticas y pizarras cuarzoarenosas por otro. Las primeras, en general, se encuentran replegadas, son bastante grafitosas y contienen abundante cuarzo exudado. Las segundas, son aquellas pizarras que contienen cuarzo detrítico, de tamaño limo o arena muy fina en una matriz pelítica (pizarras limolíticas) o bien, contienen cuarzo detrítico abundante de tamaño arena fina en una matriz microcristalina rica en cuarzo recristalizado (pizarras cuarzoarenosas).

La mineralogía de todas ellas es de sericita-mica blanca y cuarzo como componentes principales y clorita, biotita, esfena, turmalina, albita y circón como accesorios esporádicos. En algún caso se ha hallado también cloritoide en pequeños prismas oblicuos a la esquistosidad y en estado de completa oxidación. Algunos tipos son ferrígenos o grafitosos.

Las metagrauvas en conjunto presentan características similares, se trata de metalitarenitas de granulometría fina o ligeramente heterométrica con clastos subangulosos de cuarzo, albita y metamórficos difícilmente separables de la matriz. La matriz está en proporción variable, en general supera el 30-40 por 100 de la roca e incluso puede ser mayor en muchos casos, tendiendo así a términos pizarrosos (pizarras arenosas). Suele estar bastante recristalizada y su composición es de cuarzo y sericita fundamentalmente, y biotita subordinada y esporádica.

La *unidad de pizarras y cuarcitas* (P-Q) tienen características análogas a las del Devónico-Carbonífero, por lo que nos remitimos para su descripción al apartado siguiente.

En la *unidad de pizarras y cuarcitas, cuarzovacas, grauvas y volcanitas* (Devónico-Carbonífero), dentro de las pizarras existe un paso gradual de los tipos pelíticos más o menos grafitosos a las cuarcitas, pasando por las variedades transicionales limolíticas propiamente dichas (algunas partículas de limo de cuarzo en predominante matriz micácea) y pizarras limítico-cuarzosas (predominio de cuarzo detrítico sobre matriz pelítica). Los cambios de términos más o menos detríticos producen un bandeo microscópico muy fino que refleja la estratificación.

Aparte de los componentes de sericita y cuarzo comunes a todos los materiales pizarrosos, es relativamente corriente hallar blastos de clorita con forma de huso, de tamaño superior al de la matriz (cristales de 50μ a 150μ) y dispuestos de forma transversal a la esquistosidad principal. En algún punto se ha podido observar cloritoide y biotita en estado fresco de igual forma y disposición que la clorita. Los minerales accesorios presentes son: turmalina, leucoxeno, rutilo y circón.

Las cuarcitas, salvo excepciones, se caracterizan por su relativamente elevado contenido en impurezas. En general son homométricas, con tamaños de grano que varían de limo a arena media. Las impurezas son esencialmente arcilloso-micáceas y en menor proporción de mica blanca y minerales pesados: óxidos de hierro, turmalina, rutilo, circón, apatito y opacos. Las blastesis fundamentales son de clorita y sericita. Los granos de cuarzo están recristalizados en contacto con otros, pero preservan sus núcleos detríticos; no obstante, su recristalización parece ligeramente superior a los de las unidades suprayacentes.

Las metagrauvas corresponderían al término sedimentario de litarenita, próximo al de sublitarenita. La unidad fragmentaria es de tamaño

variable y la constituyen clastos angulosos y subangulosos que sobresalen normalmente por su tamaño ligeramente mayor relativa abundancia, clastos de albita en segundo orden y numerosos líticos de pizarras, cuarcitas y volcanitas básicas e inter especialmente.

La matriz (10-20 % de la roca) es esquistosa, de composición esencialmente clorítica o sericítica (microcuarzo minoritario) y sólo en algunos casos puede contener cemento de naturaleza carbonatada calcárea. Algunas metagrauvas de esta unidad son filareníticas.

En la *unidad de pizarras, tobas y tufitas indiferenciadas* (C. V. S.), predominan las pizarras con cantidades variables de grafito. La distinción entre una pizarra derivada de un sedimento argilítico y uno de origen volcánico vítreo o cinerítico resulta a veces difícil debido a que el producto metamórfico final es el mismo.

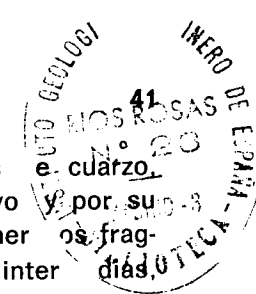
Las *pizarras moradas* (C. V. S.) son petrográficamente unas pizarras ferríferas en general bastante pelíticas, quizá ortoderivadas en parte, con fuerte pulverización de mineral de hierro hematítico. Presentan frecuentemente abundantes fantasmas de radiolarios en formas ovoides según S_1 , compuestas de microcuarzo cuyo tamaño varía de 100 a 200μ de longitud máxima. Los minerales accesorios son raros o están ausentes.

En el *Viseiense Superior* (facies Culm) existe un paso gradual entre pizarras y metagrauvas de esta unidad. Comúnmente estos materiales conservan las estructuras sedimentarias como estratificación, laminaciones cruzadas, granoselección e incluso marcas de erosión y modificaciones producidas por corrientes de turbidez.

Las pizarras presentan toda la gama de variedades, desde pelíticas a arenosas y desde ferríferas a grafitosas. A menudo contienen vetas de cuarzo que cortan a las estructuras.

Un característica bastante común en las pizarras del Viseiense Superior en el área de Gibrleón, y que constituye una novedad en la zona, es la presencia de cristales de monacita de origen premetamórfico (diagenético), siempre en cantidades muy inferiores al 5 por 100 de la roca. La identificación de esta especie como tal al microscopio resulta difícil por su reducido tamaño y por su similitud aparente (relieve muy alto, birrefringencia elevada y coloración parda) con algún mineral titanado tipo esfena, por lo que su presencia debería ser corroborada con otras técnicas.

En general, los granos de este fosfato de tierras raras se presentan aislados, englobados y a veces penetrados por la pasta pizarrosa, lo que hace que sus contornos sean bastante irregulares. Su tamaño varía entre 30 a $100\mu \times 60$ a 200μ , siendo la medida más frecuente $60 \times 100\mu$.



Su estructura interna es radiada, formada por cuatro individuos difícilmente visibles. Contiene microinclusiones en su mayor parte de cuarzo.

Las metagrauvas corresponden a metalitaneritas feldespático-volcánicas. A grandes rasgos son composicionalmente homogéneas y las variaciones entre ellas son ocasionadas por las diferencias en la relación clastos/matriz o por insignificantes cambios en la proporción de la naturaleza de los clastos.

La unidad fragmentaria es angulosa o subangulosa (índice de redondeamiento de 0.3) y está mal o medianamente seleccionada. A medida que el tamaño de grano aumenta la heterometría se hace mayor. Predominan normalmente los fragmentos de roca (50-70 %) sobre los cristalinicos; entre los primeros, los metamórficos sobre los volcánicos, y entre los segundos, los de cuarzo sobre los de albita. Los clastos metamórficos son en un 90 por 100 de pizarras pelíticas, grafitosas o cuarzosas y el resto de microcuarcitas-chert. Los de naturaleza volcánica generalmente corresponden a lavas de composición intermedia o básica.

La matriz suele ser escasa (ocupa del 10 al 30 % del volumen de la roca), está orientada y los mismos fragmentos metamórficos al homogeneizarse y desdibujar sus formas llegan a perder su independencia y pasan a engrosarla. Su composición habitual es de sericita y clorita con algo de cuarzo y ocasionalmente, además, carbonatada.

Entre los clastos cristalinos es común, aunque como componente accesorio, la mica blanca y menos la biotita cloritizada o la clorita. Otros constituyentes accesorios son: mineral de hierro, esfena o rutilo, turmalina, circón y apatito, aislados o formando parte de los fragmentos rocosos.

4.2 ROCAS EFUSIVAS

Las rocas volcánicas de la zona corresponden en sentido amplio a albitófidos en cuanto a que el feldespato principal presente es de naturaleza albitica; sin embargo, por sus características texturales y composicionales pueden distinguirse dos tipos muy diferentes.

La génesis de estas rocas ha sido y es intensamente controvertida. El problema se centra básicamente en el momento en el que tiene lugar la espilitización en relación con la consolidación de la roca y en la intensidad de aquélla.

Por una parte, el volcanismo del Cinturón Pirítico ha sido asignado por un gran número de investigadores como perteneciente a la serie espilita-queratófido del tipo de volcanismo preorogénico hercínico de Europa del norte (ROCCI y JUTEAU, 1978). Entre los últimos que comparten esta opinión podemos citar a BERNARD y SOLER (1980).

Por otro lado, otros autores como ROUTHIER et al (1980) consideran este magmatismo como perteneciente a una serie calco-alcalina diferenciada y atribuyen la paragénesis de baja temperatura a transformaciones tardimagmáticas y metamórficas en materiales aéreos y subaéreos.

Esta problemática afecta a la nomenclatura a utilizar para estos materiales, que dependerá de si se consideran como pertenecientes a la serie espilita-queratófido (espilita-queratófido-cuarzoqueratófido) o a series magmáticas «clásicas» (basalto, andesita, traquita, dacita, riolita).

Las rocas de composición básica pueden denominarse sin problemas, espilitas, ateniéndose a los criterios de la I. U. G. S. (1981) que considera la espilita como «una roca basáltica caracterizada por el conjunto albita-clorita, que puede ser debido a metasomatismo o a cambios metamórficos». Sin embargo y especialmente para las rocas de naturaleza ácida, la utilización del término riolita o dacita o el de cuarzoqueratófido resulta en muchos casos complejo.

Nosotros, atendiendo a criterios exclusivamente petrográficos, composición modal y carácter textural, hemos utilizado ambas nomenclaturas con el fin de caracterizar y diferenciar bien unos tipos rocosos de otros.

Según su grado de acidez o basicidad, la actividad extrusiva de la zona se incluye dentro de tres grupos de composiciones: uno primero, de carácter marcadamente ácido, con escasa representación de fases minerales melanocráticas y con abundante o variable contenido en cuarzo primario (riolitas, dacitas y cuarzo queratófidos); un segundo tipo básico, de características opuestas al primero, con ausencia de cuarzo modal primario y elevada proporción en componentes ferromagnesianos (basaltos y espilitas), y por último, una facies composicionalmente intermedia, con escaso cuarzo o sin él y con relativamente bajos contenidos en minerales féficos (andesitas y queratófidos).

Las rocas de composición ácida están en general mucho más representadas en el Cinturón que las intermedias o que las básicas. El magmatismo básico es principalmente lávico, mientras que las manifestaciones ácidas son en gran parte explosivas.

Todas estas volcanitas, al igual que los sedimentos en los que se encuentran intercaladas, han sido afectadas por el proceso de metamorfismo regional que vimos al principio.

Vamos a estudiar las distintas unidades volcánicas en orden a su posición dentro de la columna estratigráfica.

4.2.1 Volcanismo ácido inicial

Esta unidad volcánica es de composición ácida y localmente intermedia. Aparecen representadas tanto en facies lávicas como piroclásticas, ten-

diendo a disminuir este carácter explosivo hacia las zonas más septentrionales. La tectonización sufrida por estos materiales y los procesos de autobrechificación locales, hacen que a veces resulte dificultosa la diferenciación toba-lava.

a) *Lavas ácidas*

Existen los siguientes tipos: riolitas, dacitas y cuarzoqueratófidos.

Las riolitas resultan quizá el tipo más extendido en las coladas, y aunque pueden hallarse puntualmente variedades aféricas, en general son rocas porfídicas con matriz microcristalina y con menos frecuencia esferulítica o perlítica. Los fenocristales normalmente son escasos y de buen tamaño, siendo de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. La plagioclasa es albita idiomórfica, maclada y se encuentra en estado fresco o débilmente sericitizada. El cuarzo es el típico de estas rocas, subidiomórfico o idiomórfico; muestra golfos de corrosión o cuando la mesostasis es esferulítica, aparece rodeado de una corona radial de feldespato perítico o micrográfico. El feldespato potásico a menudo aparece a modo de parches en los cristales de plagioclasa y su contenido como fenocristal resulta variable.

Las fases melanocráticas están siempre en proporciones bajísimas, como constituyentes accesorios y representadas por pequeñas láminas de biotita cloritizada como microfenocristal raro o como calcita en la matriz.

La matriz está formada fundamentalmente por cuarzo y K-feldespato y por cantidades accesorias de albita-sericita y clorita. Son frecuentes en ella procesos de silicificación y potasificación tardíos e incluso silicificaciones fisurales. Los componentes accesorios no citados son esfena, mineral de epidota y mineral de hierro.

Por disminución en el contenido de feldespato potásico o de cuarzo podemos pasar a riolitas o a latitas respectivamente, términos éstos escasamente difundidos.

Las *dacitas* son rocas porfídicas o glomeroporfídicas con matriz microcristalina, a veces esferulítica o microlítica. Presentan frecuentes fenocristales de plagioclasa, ferromagnesiano y cuarzo por este orden de abundancia.

Los fenocristales de plagioclasa originalmente cálcicos son idiomórficos y aparecen siempre intensamente alterados a mica blanca y a saussurita (con mineral de epidota y sericita visibles) o esporádicamente a prehnita o carbonatos. Esta alteración con frecuencia preserva la estructura zonada primaria de aquélla. Los fenocristales de cuarzo son subidiomorfos, a menudo exhiben golfos de corrosión e incluso formas

esqueléticas y ocasionalmente se hallan rodeados por una aureola de intercrecimiento albita-cuarzo.

El mineral ferromagnesiano está parcial o totalmente cloritizado y alterado a carbonatos, esfena y a veces a pumpellita. Cuando aparece fresco es en microfenocristales aislados o en acumulados. La variedad más común es entonces una dacita piroxénica constituida por clinopiroxeno en cristales subidiomórficos bastante incoloros, frecuentemente maclados y con visibles efectos de deformación (extinciones ondulantes y curvamiento de líneas de macla).

Esporádicamente pueden hallarse dacitas anfibólicas en las que el único ferromagnesiano presente es hornblenda, caracterizada por su tendencia al idiomorfismo, ligera oxidación en bordes, frecuencia de maclado y pleocroísmo de incoloro-amarillento a verde aceituna.

La matriz está formada por plagioclasa, cuarzo y clorita esencialmente. El feldespato potásico, si aparece, es en cantidades accesorias. El cuarzo de la matriz de estas rocas parece de silicificación (tardío con respecto al episodio volcánico) y a veces resulta relativamente escaso. Puede encontrarse además intercrecido con la albita o con feldespato potásico en estructuras esferulíticas o bien englobar pequeños microlitos de albita. Los constituyentes accesorios son mineral opaco, apatito y circón. Cuando hay amígdalas el relleno es de clorita y calcita.

Estas rocas pasan gradualmente a las andesitas, que veremos más adelante.

Los *cuarzoqueratófidos* son rocas de características análogas a las de las riolitas pero con feldespato potásico ausente o accesorio. Asimismo, se caracterizan por la escasez de fases melanocráticas, y a diferencia de las dacitas, la plagioclasa no presenta zonaciones ni va acompañada de minerales cálcicos como epidota, carbonatos, etc. Contrariamente a sus equivalentes piroclásticos, estas rocas no están tan ampliamente extendidas en esta unidad. Presentan carácter porfídico, con matriz microcristalina, puntualmente perlítica. Los fenocristales son de plagioclasa y cuarzo idiomórficos. La plagioclasa es albita maclada fresca o muy levemente sericitizada o caolinizada.

La pasta contiene cuarzo, sericita y albita; el ferromagnesiano está representado en ella por clorita muy escasa. Otros componentes accesorios son opacos más o menos oxidados, esfena, apatito y circón. Accidentalmente en algunas muestras se han encontrado gruesos cristales de granate totalmente cuarteados.

b) *Lavas intermedias*

Por disminución del contenido en cuarzo libre y el correspondiente

incremento de componentes melanocráticos, los cuarzoqueratófidos pasan a queratófidos y las dacitas a andesitas. Predominan las coladas sobre las rocas piroclásticas.

Los *queratófidos* son rocas porfídicas con matriz microcristalina o intersertal, a veces esquistosa en alguna medida. Los escasos fenocristales presentes son de albita maclada, fresca o ligeramente sericitizada o caolinizada y más raros aún de ferromagnesiano cloritizado. La pasta está constituida por albita y clorita fundamentalmente; cuarzo y sericita accesorios; esfena, epidota y calcita esporádicos.

Las *andesitas* se diferencian de las dacitas en que el cuarzo está ausente como fenocristal y puede también estarlo en la matriz. Texturalmente son porfídicas, a veces seriadas, con mesostasis intersertal, microcristalina o pilotáxica. Pueden ser, además, ligeramente esquistosas y amigdalares.

Los fenocristales de plagioclasa son muy abundantes, y menos los de ferromagnesiano. La plagioclasa, al igual que en las dacitas, está albitizada y puede conservar su estructura zonada primaria. El ferromagnesiano es clinopiroxeno (andesitas albíticas piroxénicas), normalmente cloritizado o con contornos anfibolitizados (anfíbol incoloro fibroso). En algunos casos se encuentra el piroxeno monoclinico totalmente inalterado y unos pseudomorfos cloríticos, a veces con esfena y pumpellita, que parecen sustituir a otro ferromagnesiano de distintas características y del que no se ha podido observar rastro alguno (quizá ortopiroxeno). La pasta está constituida por plagioclasa alcalina en microlitos y clorita intersticial, a menudo además se destaca epidota, sericita, esfena e incluso cuarzo (silicificación selectiva). Con frecuencia contienen amígdalas rellenas de clorita, mineral de epidota, carbonatos o cuarzo.

Algunas rocas tienden a términos latíticos, ya que presentan una considerable cantidad de feldespato potásico tanto en la matriz como en fenocristales.

c) *Tobas ácidas*

El tipo dominante son las tobas cuarzoqueratófídicas, aunque localmente pueden hallarse también tobas riolíticas y dacíticas de características mineralógicas análogas a las de sus equivalentes lávicos, tobas cuarzocloríticas carbonatadas e incluso tobas poligénicas con fragmentos metamórficos. A escala microscópica se pueden encontrar puntualmente tobas litocristalinas constituidas por fenoclastos de cuarzoqueratófidos, dacitas y riolitas, además de los cristalinos de albita y cuarzo.

El tipo de toba ácida común es muy característico y consiste en una

toba vítrea (en origen) con proporción escasa o variable de fragmentos cristalinos. Su carácter es marcadamente leucocrático y su textura porfido-clástica con matriz microcristalina esquistosa o pizarrosa.

La diferencia entre unas rocas y otras estriba principalmente en el tamaño de los clastos o en su abundancia relativa. En general predominan los tipos con escasos fenoclastos. Su tamaño según los criterios de la I. G. U. S. (1981), varía de toba cinerítica fina a toba de lapilli, siendo el tipo más abundante una toba cinerítica grueso con fenocristales de 1 a 2 mm; sin embargo, localmente se han podido encontrar fenocristales que oscilan y sobrepasan el centímetro.

Los fenocristales de albita y cuarzo parecen flotar en una pasta microcristalina esquistosa, cinerítica muy fina o desvitrificada a cuarzo y sericita. Los fragmentos vítreos son raros. Los fenoclastos de cuarzo muestran formas angulosas, mientras que los de plagioclasa se conservan más completos. Ambos exhiben efectos de tectonización, extinciones ondulantes y fracturaciones. La plagioclasa (albita) se encuentra en estado fresco o bien parcialmente sericitizada o enturbiada por caolín. De manera esporádica pueden aparecer fenoclastos de ferromagnesiano cloritizado (biotita) o sustituido por mica blanca.

Los minerales accesorios frecuentes son: clorita, esfena, mineral de hierro, circón y apatito y esporádicamente calcita y mineral de epidota.

d) *Tobas intermedias*

Incluimos aquí unos materiales andesíticos de características análogas a los descritos, pero de aspecto brechoide o tobáceo, con fenocristales fracturados y matriz heterogénea y esquistosa. Están escasamente representadas.

4.2.2 Volcanismo básico

A excepción de algunas rocas que tienden a términos intermedios, similares a las andesitas que acabamos de ver o de algunos tipos tobáceos, este episodio volcánico es de carácter netamente básico y lávico.

Las lavas básicas las podemos agrupar en dos tipos, ambos albíticos como todo el volcanismo de la zona y cuya composición es espilitica (sólo puntualmente se puede hablar de basaltos), un primer tipo de rocas predominante con textura intersertal y un segundo tipo con textura ofítica.

El primer tipo de espilitas con textura intersertal es afírico y amigdalario y sólo en algunos casos su carácter es porfídico o glomeroporfídico y finogranular. Ocasionalmente puede llegar a ser ligeramente esquistoso.

Está compuesto por microlitos de albita divergentes, entre cuyos cristales se presenta clorita y proporciones distintas de mineral de epidota (clinozoisita y pistacita), carbonatos, esfena y esporádicamente pumpellita o anfíbol fibroso (tremolita-actinolita). Lo que marca la variación entre las distintas rocas dentro de este tipo es precisamente el predominio de una u otra fase mineral (rocas fuertemente carbonatadas, por ejemplo).

El mineral de epidota más abundante es pistacita en cristales finos con potente pleocroísmo de incoloro a amarillo-limón. El carbonato dominante suele ser calcita. Como en todos los materiales, la clorita y sericita (accesoria) son los componentes que dibujan la esquistosidad.

Cuando son glomeroporfídicas este carácter textural viene dado por los acumulados de plagioclasa o por los de clinopiroxeno. Estos últimos, de rara aparición, son incoloros y están maclados.

Destaca la presencia de frecuentes amígdalas orientadas rellenas de calcita, clorita, cuarzo y mineral de epidota. Cuando son monominerales suelen ser de calcita finocristalina y maclada. Cuando el contenido de las vacuolas es polimineral, es generalmente la calcita el mineral que ocupa sus núcleos y la clorita y cuarzo los que ocupan las paredes. Los carbonatos y el cuarzo forman, además, parte del relleno de vetas. En otros casos el proceso de silicificación es masivo, afectando a la matriz de la roca.

En ocasiones aisladas, los cambios metamórficos impiden que se conserve el carácter textural primario de la roca, formándose así verdaderas metabasitas.

El segundo tipo, menos extendido, son espilitas finogranulares ofíticas o menos comúnmente subofíticas o poiquilofíticas. El piroxeno, en general, está fresco, alterándose con menor facilidad que los feldespatos, sus cristales están deformados y estirados según la dirección de la esquistosidad principal. Las plagioclasas son también de composición alcalina, pero contienen inclusiones de mineral de epidota, clorita o raramente pumpellita o prehnita. Su alteración total es a mica blanca y mineral de epidota. En los intersticios entre piroxenos-plagioclasas aparece clorita acompañada de esfena, mineral de epidota, carbonatos o cuarzo accesorios.

Este tipo es en todo similar al que compone los sills de diabasas aunque, como es lógico, su cristalinidad sea menor a consecuencia de su mayor velocidad de enfriamiento. Las características mineralógicas se verán, pues, con más detalle cuando analicemos el intrusivo, donde alcanzan mayor desarrollo y están mejor representadas las paragénesis de alta y baja temperatura.

Los tipos tobáceos son porfidoclásticos con matriz micro-criptocristalina marcadamente esquistosa y en general están muy alterados (metabasitas). Los fenocristales suelen ser abundantes de plagioclasa alterada

a saussurita o a mica blanca y algunos son de ferromagnesiano cloritizado o piroxénico residual. La matriz es básicamente clorítica con carbonatos, esfena y mineral de hierro en cantidades variables.

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

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

4.2.3 Volcanismo ácido segundo

Presenta una gran similitud con el volcanismo inicial en cuanto a que la composición de las rocas pertenecientes a esta formación es esencialmente ácida con algún término intermedio y en cuanto a que hay un predominio de materiales piroclásticos sobre coladas, quizá aquí mucho más acusado. Las características petrográficas de cada tipo de roca son las mismas que las definidas para aquella unidad ácida inicial.

La escasa representación de lavas ácidas es de cuarzoqueratófidos y dacitas, siendo más raro la de riolitas. Entre las lavas de composición intermedia predominan las andesitas sobre los queratófidos.

El tipo dominante entre productos explosivos es una toba cuarzoqueratófídica vítrea con escasos fenoclastos de tamaño variable desde cinerita fina a lapilli. Aisladamente se han podido encontrar tobas dacíticas, riolíticas, cuarzo-cloríticas y líticas poligénicas.

4.2.4 Volcanismo ácido tercero

Exceptuando alguna roca lávica resulta una unidad formada por materiales fragmentarios muy característicos. La ausencia de clastos de cuarzo hace que se le considere en general de composición intermedia, queratófídica.

Las variaciones entre las distintas rocas piroclásticas son muy pequeñas y especialmente granulométricas y de relación clastos-matriz, aunque también pueden existir ligeras diferencias de composición: intermedia-ácida, intermedia-básica.

El tipo común es de escasa matriz y de naturaleza lítico-cristalina e incluso macroscópicamente poligénico. Aparece cubierto de microfeno-clastos de albita, a menudo de feldespato potásico y líticos de rocas microlíticas de igual composición intermedia y de contornos difícilmente separables de la matriz.

El grado de basicidad lo determina el contenido en clorita y cuarzo. El cuarzo, aunque normalmente no se halla formando parte de los fenocristales, sí puede encontrarse en la matriz junto con sericita, clorita, albita y esfena. Otros componentes, con frecuencia presentes en cantidades subordinadas, son mineral de hierro, mineral de epidota y carbonatos.

Los tipos cristalinos tienen menos representación, suelen ser de superior tamaño de grano y con menor contenido en fenocristales que la anterior variedad. Estas rocas se asemejan a las tobas del volcanismo primero y segundo aunque, en general, la matriz es más irregular, heterogénea y con mayor abundancia en clorita que la de las pertenecientes a aquéllas. No faltan aquí tampoco las variedades vítreas o cineríticas muy finas, aunque casi siempre su carácter resulta ser ligeramente menos ácido.

4.2.5 Volcanismo triásico

Esta fase efusiva está formada por basaltos doleríticos. Son rocas holocristalinas con textura porfídica y matriz intergranular fina u ofítica. Los escasos fenocristales de ferromagnesiano presentes son de clinopiroxeno augítico, otros están completamente sustituidos por carbonatos y cuarzo o por productos serpentínicos, quizá derivados de olivino.

La mesostasis la componen listones de plagioclasa y piroxeno anhedral. Los componentes accesorios son biotita, carbonatos, opaco y apatito, de los cuales los dos primeros ocupan posiciones intersticiales.

4.3 ROCAS INTRUSIVAS

Vamos a dividir los materiales de origen intrusivo para su estudio en diversos grupos. Un primer grupo lo constituye todo el plutonismo que ocupa el ángulo nororiental; un segundo grupo el formado por los stocks

litolíticos o sills básicos intercalados en el C. V. S., y por último, analizaremos las rocas ultramáficas halladas en la zona occidental.

4.3.1 Rocas plutónicas

Las rocas plutónicas de esta zona, al igual que ocurría con las volcánicas, abarcan un amplio espectro composicional desde gabros a granitos con distintos términos intermedios, aunque no todos igualmente representados. Esta variabilidad litológica así como las peculiares características petrográficas (que veremos a continuación) reflejan la existencia de procesos de enriquecimiento en cuarzo, alcalinización, etc., que afectan esencialmente a los términos más básicos.

Estos procesos fueron justificados (Hoja de El Castillo de las Guardas) por la sucesión de dos momentos intrusivos, uno primero básico (gabroideo) seguido de un segundo ácido (granítico) que produjo en las rocas anteriormente intruidas, fenómenos de hibridación.

Estas rocas, de quimismo tan diferente, se ponen en varios puntos en contacto brusco sin ninguna transición gradual, mediante fracturas de la Orogenia Hercínica reactivadas por la intrusión y que han actuado de manera irregular. 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 de rocas de transición.

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. La falta pues de estructuras tectónicas nos indica que se trata de una intrusión post-orogénica, cuya cristalización

evolució en un medio tectónicamente tranquilo, aunque existe una fracturación local.

Las rocas de caja de esta masa intrusiva, acusan los efectos térmicos que ocasionó la intrusión y presentan una aureola metamórfica de contacto de extensión variable.

a) Rocas ácidas

Dentro de las rocas graníticas existen diferencias tanto de índole mineralógica como textural. En cuanto a su composición, la diversidad viene marcada por la naturaleza y abundancia de las fases ferromagnesianas y por el grado de alcalinidad. Las características texturales porfídicas y sobre todo granofídicas indican que la consolidación de estas rocas ha tenido lugar a escasa profundidad y en condiciones de enfriamiento rápido. En general, las rocas no presentan signos de deformación importantes, aunque localmente pueden apreciarse ligeros efectos cataclásticos.

En función de estos parámetros composicionales-texturales podemos hablar de granitos, leucogranitos, granitos biotíticos, granitos porfídicos, microgranitos, granitos granofídicos y granodioritas. En general son de color rosado, grano medio, presentando disyunción ovalada o en forma masiva y diaclasada. Es frecuente la presencia de diseminaciones de pirita.

Los *granitos* y *leucogranitos* presentan textura hipidiomórfica media o más comúnmente alotriomórfica; algunos tipos son muy finogranulares (microgranitos). Los componentes fundamentales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. En proporciones accesorias pueden aparecer clorita, mineral de epidota (pistacita-clinozoisita y allanita), opaco, esfena, apatito, circón y carbonatos fisurales.

La plagioclasa es alcalina, varía de idio y subidiomórfica en unas rocas a xenomórfica en otras; está maclada y raramente zonada. Normalmente se encuentra débilmente sericitizada, enturbiada por caolín y con escaso mineral de epidota micro o criptocristalino.

El cuarzo se presenta en xenocristales o subidiomórfico con extinciones ondulantes suaves. Los cristales de feldespato potásico son anhedral, muestran pertitas en string fino y algunas veces están maclados según Carlsbad o con la macla en enrejado de la microclina.

La biotita aparece en láminas de tamaño mucho más inferior que sus acompañantes leucocráticos, en una cantidad que oscila sobre el 5 por 100 de la roca o es incluso menor (leucogranitos). Puede estar fresca o cloritizada en distinto grado e incluyendo mineral opaco, esfena e incluso pistacita; entre los constituyentes accesorios esporádicos destacan vistosos cristales de allanita zonada.

Puntualmente pueden observarse fenómenos de albitización o de potasificación. La albitización afecta tanto a la plagioclasa como al feldespato potásico. La sustitución de la plagioclasa por feldespato potásico, puede ser en parches o bien comienza por los bordes hasta invadir el cristal por completo.

Localmente se ha observado la presencia de granitos biotíticos, presentándose la biotita en láminas de tamaño medio con fuerte pleocroismo.

Los *granitos granofídicos* y *porfídicos* que constituyen las facies marginales, son de características mineralógicas similares a los descritos, siendo su diferencia puramente textural. En los granitos granofídicos destacan los intercrecimientos gráficos de feldespato potásico y cuarzo o de albita-cuarzo ocasionales; estos intercrecimientos a menudo se forman en torno a los cristales de plagioclasa o en esferulitos. Las facies porfídicas presentan como fenocristal la plagioclasa sericitizada, maclada y a veces en acumulados.

En algunos puntos se han podido observar xenolitos de roca gabroidea que han sufrido procesos de biotización y cuarcización, pero que conservan la textura, la plagioclasa y reliquias de piroxeno primario.

Las *granodioritas* tienen textura hipidiomórfica de grano fino a medio y a menudo son heterogranulares. Su composición mineralógica es la misma que la de los granitos, con una variación, la presencia de hornblenda. La plagioclasa es idiomórfica, está zonada y alterada preferencialmente en los núcleos a saurita, con mineral de epidota y sericita visibles; puede estar potasificada en parches. El feldespato potásico micropertítico y el cuarzo son alotriomórficos y en ocasiones poiquilíticos, englobando plagioclasa y minerales ferromagnesianos.

Los componentes melanocráticos son biotita y hornblenda. Ambos aparecen en pequeños cristales aislados o en acumulados, a veces cloritizados. La biotita predomina siempre en cantidad sobre el anfíbol, es fuertemente pleocroica y contiene numerosas inclusiones de mineral opaco y raras de circón. La hornblenda es subidiomórfica con pleocroismo suave que va de amarillo verdoso a verde intenso y contiene pequeñas inclusiones opacas.

Las muestras de la granodiorita hornbléndica de Santa Eulalia se hallan en avanzado estado de alteración: la plagioclasa a sericita, prehnita y mineral de epidota y el constituyente ferromagnesiano a clorita y carbonatos. En estas rocas el cuarzo y el feldespato potásico resultan menos abundantes, y especialmente este último que aparece corroído por el cuarzo (tendencias a tipos tonalíticos); corrosión que afecta también a la plagioclasa. Se conservan reliquias de hornblenda y pseudomorfos de biotita.

b) *Rocas básicas e intermedias*

Como hemos indicado, las rocas plutónicas básicas gabroideas han sufrido una serie de transformaciones como consecuencia de la intrusión granítica posterior, que consisten básicamente en un enriquecimiento en cuarzo y álcalis con la consiguiente anfibolitización, biotización, potasificación, etc.

Los ferromagnesianos evolucionan de esta manera de piroxenos a anfíboles y de éstos a biotitas, al mismo tiempo que la plagioclasa se alcaliniza, originándose gabrodioritas, meladioritas y dioritas. El cuarzo libre aumenta notablemente hasta constituir cuarzodioritas y tonalitas, al igual que el feldespato potásico, pudiendo alcanzarse puntualmente términos cuarzomonzoníticos.

Puesto que esta evolución, que lleva consigo la formación de distintos tipos rocosos es continua, hemos considerado conveniente incluir en este apartado de rocas básicas tipos como cuarzodioritas y tonalitas, aunque cartográficamente estos términos intermedios se hallan agrupados conjuntamente con las rocas ácidas.

Los *gabros* y *dioritas* poseen en general disyunción ovoide o bolar típica, son de grano fino a medio de color verde oscuro. Algunos presentan diseminación de piritita y calcopiritita.

El tipo gabroideo predominante es el anfibólico, aunque algunos son piroxénico-anfibólicos, otros piroxénico-anfibólico-biotíticos y otros anfibólico-biotíticos exclusivamente. Texturalmente son rocas de grano fino, a menudo heterogranulares e incluso porfídicas con carácter ofítico, gabroide y subofítico local.

Los constituyentes principales comunes son plagioclasa y anfíbol. Los cristales de plagioclasa son idio y subidiomórficos y su composición en general varía de bastante ácida en las dioritas y gabrodioritas a básica en los gabros; suele estar maclada, raramente zonada y constituyen los fenocristales cuando la textura es porfídica. Normalmente aparece alterada a sericita y minerales cálcicos; mineral de epidota (zoisita y clinozoisita) y prehnita.

El anfíbol es hornblenda, en cristales prismáticos maclados o en xenocristales poiquilíticos englobando plagioclasa euhedral. Es de pleocroismo variable de incoloro-amarillo verdoso a verde aceituna intenso o a veces pardo y presenta frecuentes inclusiones de mineral opaco. Localmente puede estar sustituido por un anfíbol fibroso pseudomórfico o no.

El piroxeno sólo se conserva fresco en contadas ocasiones, encontrándolo en general en forma metaestable en los núcleos del anfíbol.

Corresponde a augita de coloración pardo-rosada e incluye tablillas de plagioclasa.

En cantidades variables pueden aparecer: cuarzo, feldespato potásico y biotita. El cuarzo se encuentra en la mayoría de las rocas y a menudo corroyendo a las fases minerales preexistentes, especialmente a la plagioclasa. El feldespato potásico es poco común; se sitúa en intersticios o potasificando los cristales de plagioclasa con distinta intensidad, desde escasamente pequeños parches, hasta sustituir al cristal por entero en casos muy aislados. Su presencia es mayor en las rocas con biotita. La biotita, también poco común, aparece en cristales de pequeño tamaño, de coloración pardo rojiza e incluyendo opacos. Se forma a expensas del anfíbol, englobando y bordeando cristales de plagioclasa o en láminas independientes. A menudo está cloritizada parcialmente con exoluciones de esfena y mineral de epidota.

Además de abundante opaco alterado en bordes a esfena, se encuentran como componentes accesorios esfena y apatito acicular y prismático, y como accidentales, carbonatos y mineral de hierro. Epidota, prehnita, cuarzo y feldespato potásico pueden hallarse, además, en vetas.

Insensiblemente y esencialmente por incremento del contenido en cuarzo, se pasa de las dioritas a los términos cuarzodioríticos y tonalíticos.

Las *cuarzodioritas* y *tonalitas* se distribuyen de manera bastante regular hacia la periferia del macizo gabrodiorítico, con una transición gradual bastante marcada, constituyendo una diferenciación más ácida de la unidad gabroidea hacia los bordes.

En conjunto 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. Presentan disyunción ovoidea y la mayoría poseen, como consecuencia de la erosión, zonas más resistentes que les dan un aspecto acostillado típico.

El carácter textural de estos tipos es en buena parte heredado, hipidiomórfico, alotriomórfico de grano medio o intergranular y ofítico y poiquilofítico puntual, aunque bastante frecuente. Los componentes fundamentales son plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La proporción de ferromagnesianos es variable por zonas e incluso dentro de una misma lámina delgada, resultando inversamente proporcional a la de cuarzo. Son muchas las variedades melanocráticas y muy pocas las de tendencia trondjemítica.

La plagioclasa es idio y subeuhedral, presenta zonaciones y alteraciones análogas a las de los gabros. Se puede encontrar aislada, englobada

y corroída por el cuarzo, en pequeñas tablas incluidas en el anfíbol o mayormente, en acumulados junto con la hornblenda.

La hornblenda es de características análogas a la de los gabros, conservando también en algunos casos núcleos piroxénicos. El cuarzo es el componente tardío de abundancia y distribución irregular; en las zonas más cuarzosas los contornos de los cristales de plagioclasa aparecen corroídos, reemplazados y penetrados por él.

La presencia de biotita como tal es muy rara, sólo se encuentran pseudomorfos con clorita y exoluciones de esfena que parecen sustituirla; puede hallarse asociada al anfíbol e incluso proceder de él. Como accesorios de estas rocas aparecen feldespatos potásico esporádico e intersticial; mineral opaco, esfena y apatito comunes y allanita accidental.

Localmente aparecen tonalitas cataclásticas e incluso miloníticas fuertemente afectadas por fenómenos de deformación. Este efecto tectónico se pone de manifiesto por una intensa fracturación, distorsión de los planos de macla, trituración, y a veces orientación. En estas rocas el ferromagnesiano está cloritizado, la plagioclasa albitizada y resulta abundante la epidota segregada en vetas.

Las facies porfídicas presentan fenocristales de plagioclasa y pueden desarrollar grandes cristales de cuarzo.

4.3.2 Diabasas albiticas

Se presentan como stocks lopolíticos o normalmente en forma de sills adoptando una disposición similar a la del resto de las capas y encontrándose plegados con ellas. Intruyen a veces en las rocas básicas efusivas, por lo que la diferenciación entre las rocas de uno u otro carácter no siempre puede hacerse con certeza en estos casos.

Estos materiales producen una aureola de metamorfismo de contacto ya citada y a menudo se encuentran mezclados con pizarras oscuras. En estas rocas es donde mejor desarrolladas están las paragénesis metamórficas. Son posteriores al volcanismo y anteriores a la primera fase de deformación Hercínica.

Son de color verdoso, con disyunción ovoidea, textura ofítica con fuerte tendencia a la textura poiquilofítica y subofítica local, nada o muy débilmente esquistosa. Presentan grano fino o medio o son heterogranulares, dependiendo esencialmente de su situación dentro del cuerpo intrusivo y de la amplitud de éste. En los bordes suelen tener grano fino y cuando la intrusión adquiere mayor potencia, adquieren textura gabroide. Algunos tienen diseminación de pirita.

Dentro de los minerales que constituyen estas facies y coincidiendo

con distintos momentos de cristalización se pueden distinguir: clinopiroxeno y plagioclasa cálcica como componentes ortomagmáticos; anfíbol hornbléndico y biotita inmediatamente tardimagmáticos y en último lugar las fases minerales de autometamorfismo-metamorfismo regional: albita-anfíbol (tremolita-actinolita), clorita, mineral de epidota (clinozoisita), prehnita, pumpellita, carbonatos y cuarzo, parte de los cuales constituyen la mesostasis de la roca. Los componentes accesorios de apatito y opaco están ligados a los primeros momentos de la cristalización magmática.

El clinopiroxeno es augita, se presenta en grandes placas xenomórficas englobando parcial o totalmente las finas tablas de plagioclasa. Está maclado o menos comúnmente zonado y su coloración varía de incoloro a pardo-rosado suavemente pleocroico. Su paso a hornblenda (a modo de parcheado) es poco habitual; sin embargo, los bordes aparecen normalmente desflecados y alterados a anfíbol fibroso incoloro de la serie de la actinolita-tremolita. Otros productos de alteración del piroxeno son clorita, biotita y esporádicamente cantidades accesorias de otros.

La plagioclasa es idiomórfica, está maclada y albitizada con alteración preferencial en los núcleos. Sus componentes de alteración típicos son prehnita, pumpellita, mineral de epidota, mica blanca y calcita. La prehnita aparece en haces radiales de desarrollo variable y con extinciones ondulantes, y la pumpellita en agregados cripto-microcristalinos o a veces fibrosoradiados con pleocroísmo marcado (incoloro-verde manzana). La sustitución de la prehnita puede ser irregular por todo el cristal de plagioclasa, mientras que la de la pumpellita normalmente se efectúa en forma de parches.

Intersticialmente, entre plagioclasas y piroxenos aparece abundante clorita con clinozoisita, anfíbol fibroso, carbonatos, pumpellita, prehnita y cuarzo en cantidades subordinadas o accesorias. La clinozoisita se encuentra en pequeños cristales prismáticos perfectos, maclados y ausentes de signos de deformación. La ilmenita está siempre presente en cristales esqueléticos de tamaño fino-medio transformados a esfena y con biotita asociada. También puede hallarse junto con ella pirita. Con frecuencia se ha encontrado feldespatos potásico intersticial.

Los efectos de tectonización producen fracturaciones, cuarteamientos y extinciones ondulantes visibles en plagioclasa, piroxeno, apatito y opaco y la tendencia a la orientación planar de la clorita.

4.3.3 Rocas ultramáficas

En el flanco norte del anticlinal de Puebla de Guzmán y al sur de Tharsis existen dos pequeños afloramientos de rocas verde oscuras con

disyunción ovoidea que constituyen la parte central de los stocks o sills diabásicos existentes. Las muestras estudiadas son de características similares, aunque a escala microscópica varía por zonas su contenido en plagioclasa. Corresponden a wehrlitas y plagiowehlitas de grano fino que, en general, se encuentran completamente alteradas a productos serpentínicos, hallándose restos de olivino sólo casualmente.

Normalmente, el único componente ferromagnesiano ortomagmático que se conserva parcialmente es el piroxeno xenomórfico del tipo augita. Se encuentra sustituido por anfíbol hornbléndico pardo-rojizo, más a menudo por biotita y ampliamente serpentizado; los excristales de olivino parecen flotar en la masa serpentínica derivada de él.

El olivino aparece transformado seudomórficamente a serpentina (antigorita), anfíbol fibroso y talco; la serpentización avanza por bordes y fracturas, mientras que el anfíbol se dispone en los núcleos de la red de fisuras. Estos componentes de alteración van acompañados de mineral opaco. La plagioclasa es xenomórfica y está totalmente saururizada. Pueden aparecer carbonatos vetiformes.

4.4 ROCAS FILONIANAS

Existe una gran variedad de rocas filonianas repartidas por toda la zona, pero preferentemente distribuidas en el área de dominio de las rocas intrusivas. A grandes rasgos podemos agrupar los diques, según su naturaleza, en ácidos y básicos. Entre los diques ácidos predominan los pórfidos graníticos y granodioríticos, y entre los básicos, las diabasas. Independientemente pueden encontrarse rocas metasomáticas de albita (albititas). También son frecuentes los diques de cuarzo.

4.4.1 Diques ácidos

Son de color rosado de 10 cm a 50 m de potencia, predominando los de 1 a 20 m, y con direcciones medias de N 70° E, N 110° E y N 150° E. Se presentan en forma masiva con diaclasamiento y a veces en forma ovoidea constituyendo crestones. En ocasiones presentan disseminaciones de pirita y calcopirita que a veces dieron lugar a pequeñas mineralizaciones económicas.

Los tipos existentes son: pórfidos y granófidios graníticos, pórfidos granodioríticos, pórfidos cuarzomonzoníticos y pórfidos tonalíticos. Vamos a ver los dos más abundantes, ya que las diferencias con los otros tipos son escasas y básicamente debidas al contenido en feldespato alcalino y cuarzo.

Los *pórfidos* y *granófidios graníticos* poseen generalmente textura porfídica con matriz finogranular, esferulítica radial, micrográfica y esporádicamente hipidiomórfica fina. En los granófidios la textura es gráfica. La mineralogía fundamental es cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los componentes accesorios son: esfena, epidota, opaco, apatito y circón, y esporádicos: rutilo, carbonatos y prehnita.

Los fenocristales son poco o muy numerosos y predominan los de plagioclasa maclada, fresca o caolinizada y/o débilmente sericitizada. Los de cuarzo, menos abundantes, son subidiomórficos, pueden estar corroídos por la matriz o bien mostrar una aureola de intercrecimiento cuarzofeldespático. El feldespato potásico es alotriomórfico, micropertítico y a menudo está enturbiado por caolín cripto-cristalino. El ferromagnesiano, normalmente subordinado o accesorio, es biotita en pequeñas láminas o en aislados microfenocristales en estado de cloritización variable.

La matriz está formada por cuarzo y feldespato potásico. Cuando es finogranular la plagioclasa tiende a las formas idiomórficas, el cuarzo es subeuhedral y el feldespato potásico xenomórfico. Cuando es esferulítica, los finos esferulitos son de cuarzo y feldespato potásico o comúnmente de cuarzo y albita intercrecidos, siendo permanente la presencia de un núcleo de plagioclasa o cuarzo.

Localmente estos pórfidos se hallan afectados por procesos neumatolíticos de greisenización de intensidad variable, que van desde una pequeña alteración moscovítica hasta la formación de lo que podemos denominar un endogreisen. En estos casos se llega a borrar el carácter textural primario y se origina una roca granoblástica heterogranular con cuarzo, mica blanca y turmalina.

Los *pórfidos granodioríticos* presentan la misma composición mineral que los descritos anteriormente y el mismo carácter textural porfídico con matriz esferulítica radial fina, variando lógicamente la cantidad de feldespato alcalino.

Además del mineral de epidota microcristalino que puede observarse incluido en los cristales de plagioclasa, contienen abundante pistacita diseminada o a veces segregada en vetas. Puntualmente puede haber variedades con anfíbol, encontrándose la hornblenda en cristales maclados, prismáticos o corroídos por el cuarzo.

4.4.2 Diques básicos

Son de pequeña potencia, entre 10 cm y 25 m, de color verdoso, grano fino, disyunción en bolas y en general muy micáceos por la alteración total que presentan. A veces poseen pirita diseminada. Presentan direcciones

N 8° E, N 120° E y N 160° E. Los tipos existentes son diabasas, cuarzo-diabasas y, localmente, lamprófidos.

Las *diabasas* y *cuarzodiabasas* se hallan en general en avanzado estado de alteración. Su textura varía de ofítica a subofítica e intergranular de grano fino y tiende a la porfídica. Los componentes fundamentales son plagioclasa y clinopiroxeno y en algunos tipos anfíbol (diabasas anfibólicas) o cuarzo (cuarzodiabasas).

La plagioclasa, idio y subidiomórfica, contiene abundante mineral de epidota (clinozoisita y pistacita). El piroxeno es augita, a menudo maclada y normalmente transformada a anfíbol verde o pardo, a clorita o a anfíbol fibroso y carbonato. El cuarzo ocupa los interespacios existentes entre plagioclasa y ferromagnesiano. Los accesorios más comunes son: clorita, opaco, mineral de epidota, esfena y apatito. Menos frecuentemente se observan feldespato potásico, rutilo, mineral de hierro y prehnita.

Los *lamprófidos* son del tipo espesartita, de textura panidiomórfica fina y porfídica. Están formados por plagioclasa, anfíbol verde y cuarzo como minerales principales y feldespato potásico, opaco, biotita, mineral de hierro, apatito y circón como accesorios. El anfíbol verde-azulado aparece como microfenocristal idiomórfico o en la matriz. La plagioclasa es subeuhedral. El cuarzo se dispone intersticialmente. Otra variedad encontrada contiene piroxeno monoclinico y abundante biotita idiomórfica. Rodeando a la plagioclasa y penetrándola se encuentra abundante feldespato alcalino.

4.4.3 Diques de cuarzo

Son de color blanco, aspecto lechoso, pequeña potencia y dirección variable. Superficialmente presentan óxidos de hierro y a veces óxidos de manganeso. Algunos con sulfuros y otros con peróxidos de manganeso removilizados, dieron lugar en ocasiones a mineralizaciones económicas. Otros fueron utilizados como fundentes.

5 METALOGENIA

La importancia minera de esta provincia metalogénica, una de las más interesantes de Europa, estriba en la presencia de más de 60 minas de sulfuros y cerca de 300 de manganeso.

Constituye uno de los distritos mineros más antiguos, con más de 3.000 años de actividad minera. Actualmente, la mayoría de las minas centran su producción en la pirita, como mena primaria de azufre para la fabricación de ácido sulfúrico, aunque en sus leyes toman parte importante distintos elementos metálicos en proporciones muy variables.

Así, la denominación de sulfuro complejo, pirita compleja o sulfuro polimetálico se refiere a minerales de matriz pirítica, en la que se encuentran finamente diseminados sulfuros de otros metales no férricos, principalmente de cobre, plomo y cinc. Comúnmente estos minerales presentan pequeñas concentraciones de plata y oro. Actualmente se vienen considerando como minerales potencialmente beneficiables, atendiendo a sus contenidos en Cu, Pb, Zn, aquéllos cuya suma en estos metales es mayor del 4-5 por 100.

Los yacimientos de manganeso son en general de reducidas dimensiones, sin ninguna explotación minera activa en la actualidad, debido fundamentalmente, entre otros, a problemas mineralúrgicos. El mayor problema estriba en la íntima unión de los minerales de manganeso con la sílice, lo que no permite lograr concentrados de alta calidad, quedando mucho por hacer sobre las posibilidades de enriquecimiento de las menas manganosíferas con estudios mineralúrgicos y sobre el potencial minero de la zona.

Otras mineralizaciones de menor importancia existentes en la Faja Pirítica son los yacimientos filonianos, de origen hidrotermal, de baja temperatura y relacionados con fracturas y diques. Son de pirita, calcopirita, galena, blenda, fluorita, estibina, barita, mispíquel y wolframita, con

ganga de cuarzo y/o calcita. Aunque relativamente abundantes, sobre todo en zonas donde existen rocas intrusivas, son en general de pequeño tamaño y de escaso interés práctico.

5.1 GENESIS Y MORFOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

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

Actualmente, pues, se admite que los yacimientos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica son singenéticos y que se han formado por procesos exhalativos-sedimentarios. El origen singenético y sedimentario se pone de manifiesto por ser de tipo estratiforme, de la misma edad y formación que sus rocas encajantes; por la asociación existente entre las metalizaciones y determinados niveles de la columna estratigráfica; por la concordancia de las masas con la roca de caja y la lenta transición entre ésta y aquéllas; por las estructuras sedimentarias observadas en muchas masas de pirita como bandeo y estratificación graduada y su origen exhalativo debido a la estrecha asociación de las masas minerales con las rocas efusivas de la región.

De un modo esquemático, el proceso de deposición sería como sigue:

En las últimas etapas de cada ciclo del volcanismo ácido submarino fisural, instalado en la región durante el Tournaisiense-Viseiense Medio, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central o más bien por alguno de sus adventicios, que se disuelven en el agua del mar. En cuencas de ambiente reductor y por procesos bacteriológicos, se produce el ión sulfuro S^{2-} , que al combinarse con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag) contenidos en salmueras oceánicas y/o procedentes de la sedimentación normal de la cuenca, origina lodos geliformes de sulfuros complejos que se depositarían en pequeñas depresiones continuamente neoformadas en un fondo marino inestable debido a la actividad volcánica. Estos lodos originan depósitos estratiformes masivos, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos), dando lugar a

yacimientos «proximales» que generalmente llevan asociados una mineralización diseminada de pirita, frecuentemente rica en calcopirita, tipo «stockwork», de geometría columnar por corresponder a chimeneas de aporte de los elementos que originan las menas o, por el contrario, redepósitos a distancias variables de su fuente de origen, dando lugar a yacimientos «distales» que no tienen «stockwork» asociado. Entre estos dos tipos hay situaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriormente modificaciones debidas al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización.

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

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

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

Se estiman en cerca de 750 millones de toneladas las reservas de esta Faja Pirítica con la siguiente composición media: 44-48 por 100 de S, 39-44 por 100 de Fe, 2-6 por 100 de Cu + Pb + Zn, 0,2-1,5 gr/t de Au y 5-30 gr/t de Ag. Entre los constituyentes menores hay arsénico en un 0,3-0,5 por 100, selenio, cobalto, mercurio y otros, en cantidades insignificantes. Se admite que 500 millones son reservas seguras y el resto mineral probable.

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

Las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario asociadas al volcanismo ácido inicial. Acompañan-

do a los yacimientos de sulfuros se encuentran azufrones de pirita gruesa, con diseminaciones de pirita y calporita en las tobas y pizarras de este C.V.S.

Han sido varios los criterios empleados para la selección de áreas de interés con objeto de localizar los yacimientos de sulfuros, uno de ellos es el «concepto volcánico» expuesto por STRAUSS y MADEL (1974). Es un concepto geológico-metalogénico 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.

En la investigación de nuevas masas se utilizan técnicas geofísicas principalmente y geoquímicas. Los métodos geofísicos más indicados son eléctricos y gravimétricos, que miden dos propiedades físicas características de los sulfuros masivos: su buena conductividad eléctrica y su elevada densidad. Ambos métodos son complementarios y para establecer la naturaleza «metálica» o «sin metal» de la anomalía de cualquiera de ellos es necesario comprobarla con el otro. Los métodos geoquímicos tradicionales tropiezan con el inconveniente de la elevada contaminación de toda la Faja Pirítica y por esto su aplicación práctica es muy limitada. La mercuriometría parece tener mejores posibilidades.

5.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

El volcanismo ácido segundo y sus facies asociadas, denominado por algunos autores como Formación Manganesífera; es el portador de los principales depósitos de manganeso, también de origen singenético sedimentario, que se encuentran estrechamente ligados a las masas de sulfuros y situados, como éstos, en el C.V.S. Los criaderos manganesíferos se presentan al exterior asociados generalmente a jaspes, siendo la mayoría de las veces posteriores en el tiempo a la facies de los sulfuros, ya que al tener el manganeso poca afinidad por el azufre, permanecería más tiempo en suspensión en el agua del mar, precipitando posteriormente. Estos depósitos se encuentran más alejados de los centros volcánicos que los sulfuros.

Los yacimientos están constituidos por silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) como minerales primarios, produciéndose en la montera óxidos y peróxidos secundarios (pirolusita, psilomelano, wad), que son zonas

de enriquecimiento supergénico. El contenido teórico es de hasta el 63 por 100 en óxidos de manganeso, 42 por 100 en silicatos y 47 por 100 en carbonatos; sin embargo, la ley en el yacimiento varía del 25-40 por 100 en Mn, 5-10 por 100 en Fe y 20-40 por 100 en SiO₂. La mineralización se presenta en forma de bolsadas. Corresponden a las últimas fases de los episodios volcánicos, situándose a techo de las masas sulfurosas y asociados a emanaciones silíceas póstumas. Poseen la misma dirección regional E-O de los sulfuros.

Han sido muchas las labores efectuadas en el C.V.S., algunas muy importantes, de las que fueron trabajadas principalmente las partes superiores de los depósitos (óxidos y peróxidos) y extraídos silicatos y carbonatos de las inferiores. La explotación se hizo, salvo en las minas importantes, por métodos rudimentarios, sin ninguna mecanización y siguiendo generalmente un método selectivo, por lo que el mineral más íntimamente mezclado con SiO₂ se abandonó. Nunca se llevó a cabo una prospección sistemática que permitiera un reconocimiento y cubicación adecuada.

También se encuentran pequeños registros de manganeso, de escaso interés en otros términos del C.V.S.

5.3 COLUMNAS TIPO DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS DE LA FAJA PIRITICA

Se exponen a continuación las columnas realizadas en las principales minas de la parte española de la Faja Pirítica, tanto de sulfuros como de manganeso. Se trata de columnas esquemáticas levantadas en los puntos de mejor observación con interpolación de datos del entorno.

De las minas de sulfuros se realizaron las columnas de Riotinto, Tharsis, La Zarza-Perrunal, Herrerías, Sotiel, Aznalcóllar, La Joya, San Telmo, Lomero-Poyatos, Tinto y Santa Rosa, Castillo Buitrón, Peña de Hierro, Campanario, Castillo de las Guardas, San Miguel, Cueva de la Mora, La Tórrera y La Rica. De las minas de manganeso, las de Soloviejo, El Morante, San José, La Fe y Santa Catalina.

De la observación de las distintas columnas efectuadas se sacan las siguientes conclusiones:

- El volcanismo ácido inicial o primero es el portador de los principales yacimientos de sulfuros, siendo el más importante el constituido por tobas ácidas esquistas de granulometría variada. Las masas suelen disponerse hacia el techo de este volcanismo.
- En la parte norte de la Faja (minas de La Rica, La Joya, San Telmo,

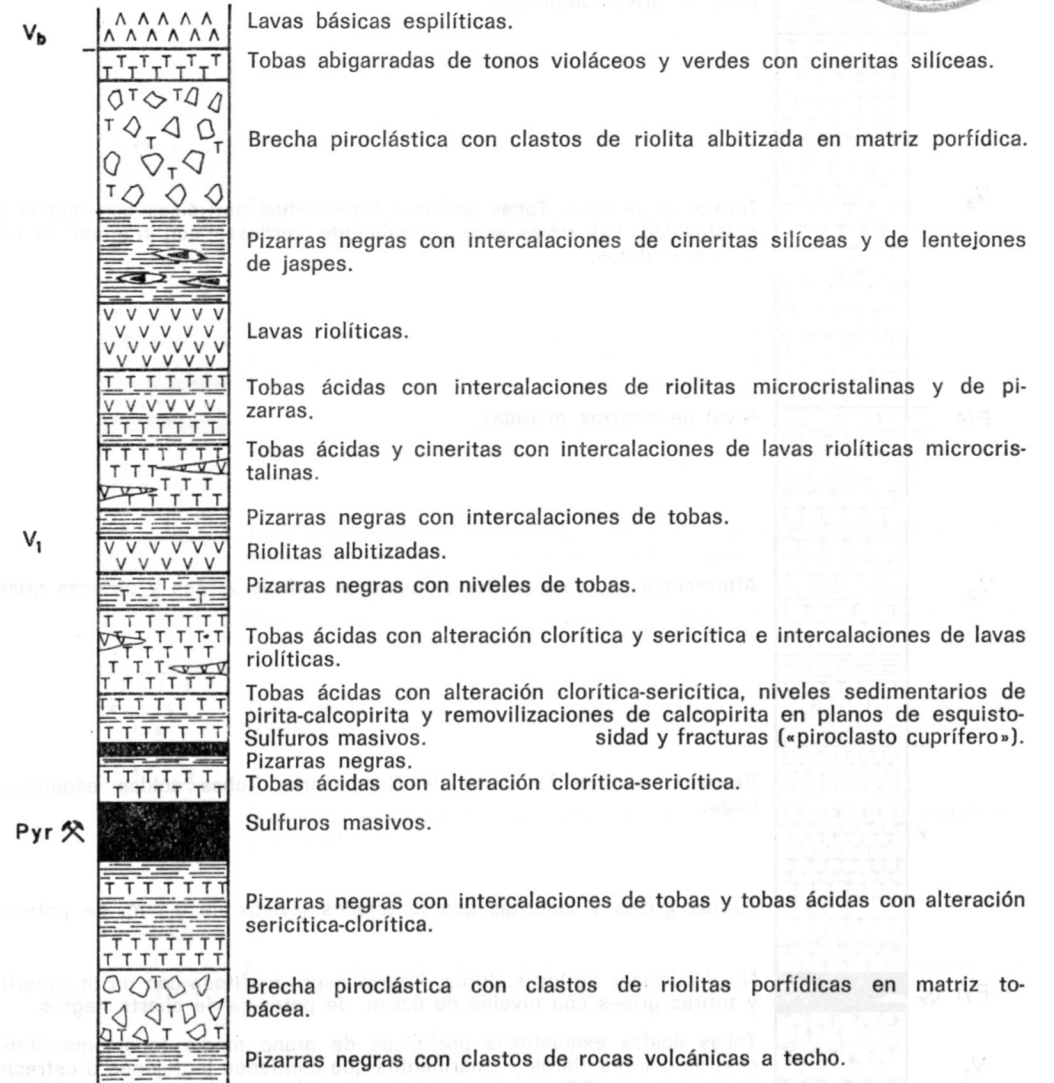
Lomero-Poyatos, Cueva de la Mora, San Miguel, Peña de Hierro, Riotinto y Castillo de las Guardas), las masas de sulfuros arman en tobas ácidas esquistosas de grano medio, grises y verdes y en general muy silicificadas.

- En la parte sur de la Faja (minas de Herrerías, Tharsis, La Torera, Sotiel, Campanario, Tinto y Santa Rosa, Castillo Buitrón y Aznalcóllar), las masas de sulfuros arman en tobas ácidas esquistosas grises y verdes, de grano fino a medio, con niveles de pizarras grises, pizarras silíceas, pizarras cloríticas y pizarras negras grafitosas junto a las masas de pirita.
- Es en la facies fina del volcanismo ácido segundo, en el nivel constituido por tobas, tufitas y pizarras donde se encuentran los jaspes manganosíferos. Dicho nivel es el portador en la Faja Pirítica de los principales yacimientos de manganeso.

COLUMNA DE AZNALCOLLAR

X = 374.850

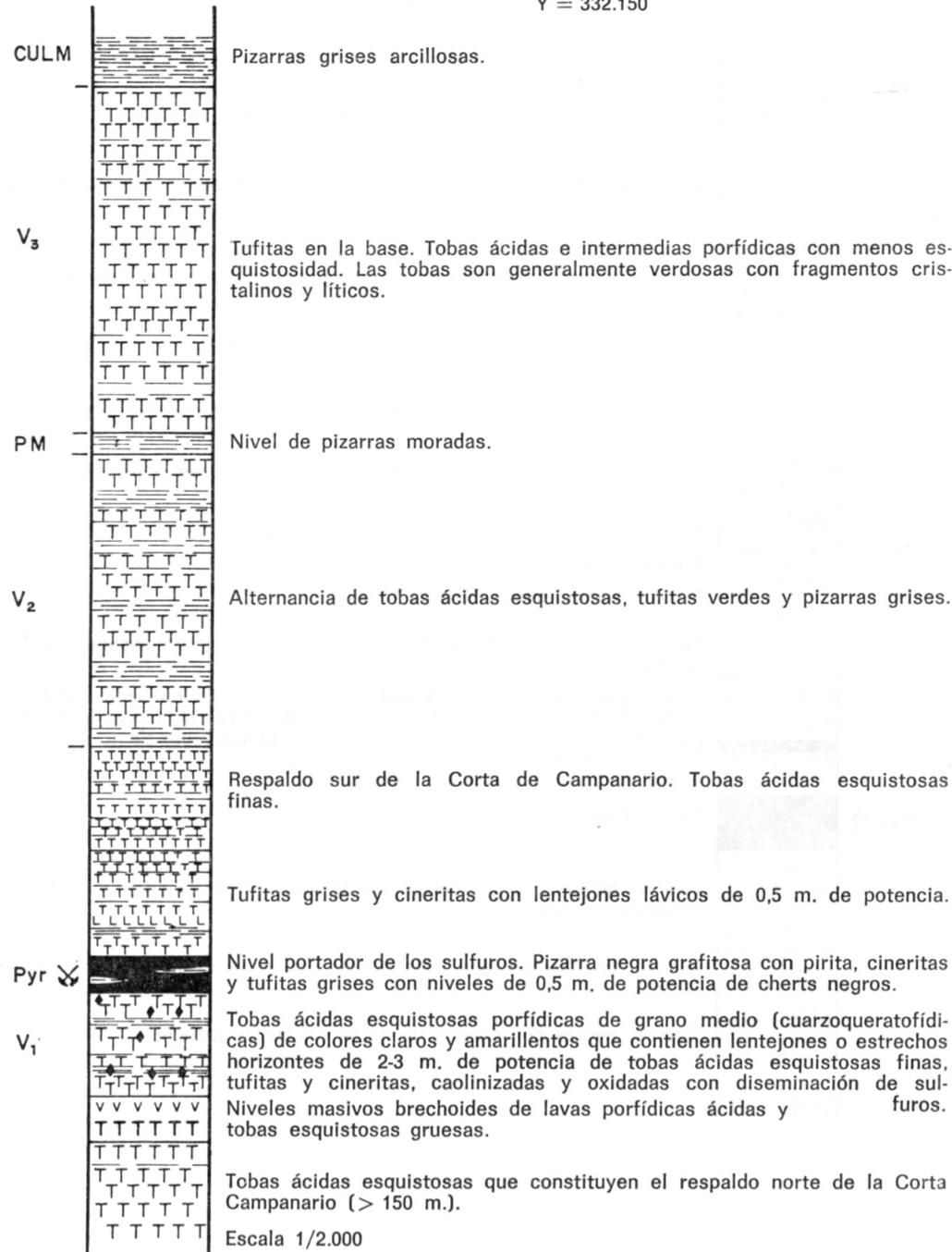
Y = 326.750



Escala 1/4.000

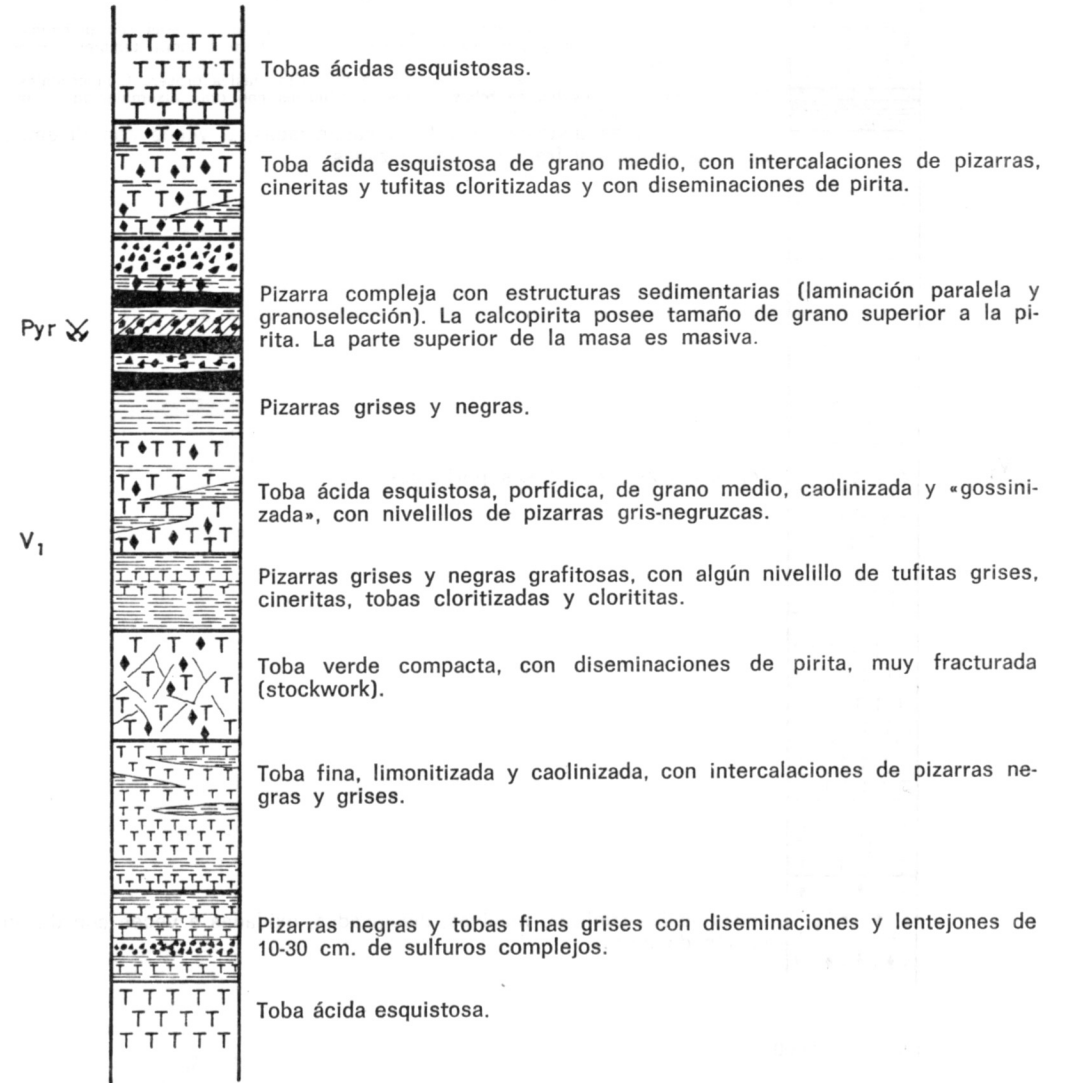
COLUMNA DE CAMPANARIO

X = 322.850
Y = 332.150



COLUMNA DEL CASTILLO BUITRON
(CORTA OCCIDENTAL)

X = 328.100
Y = 342.500

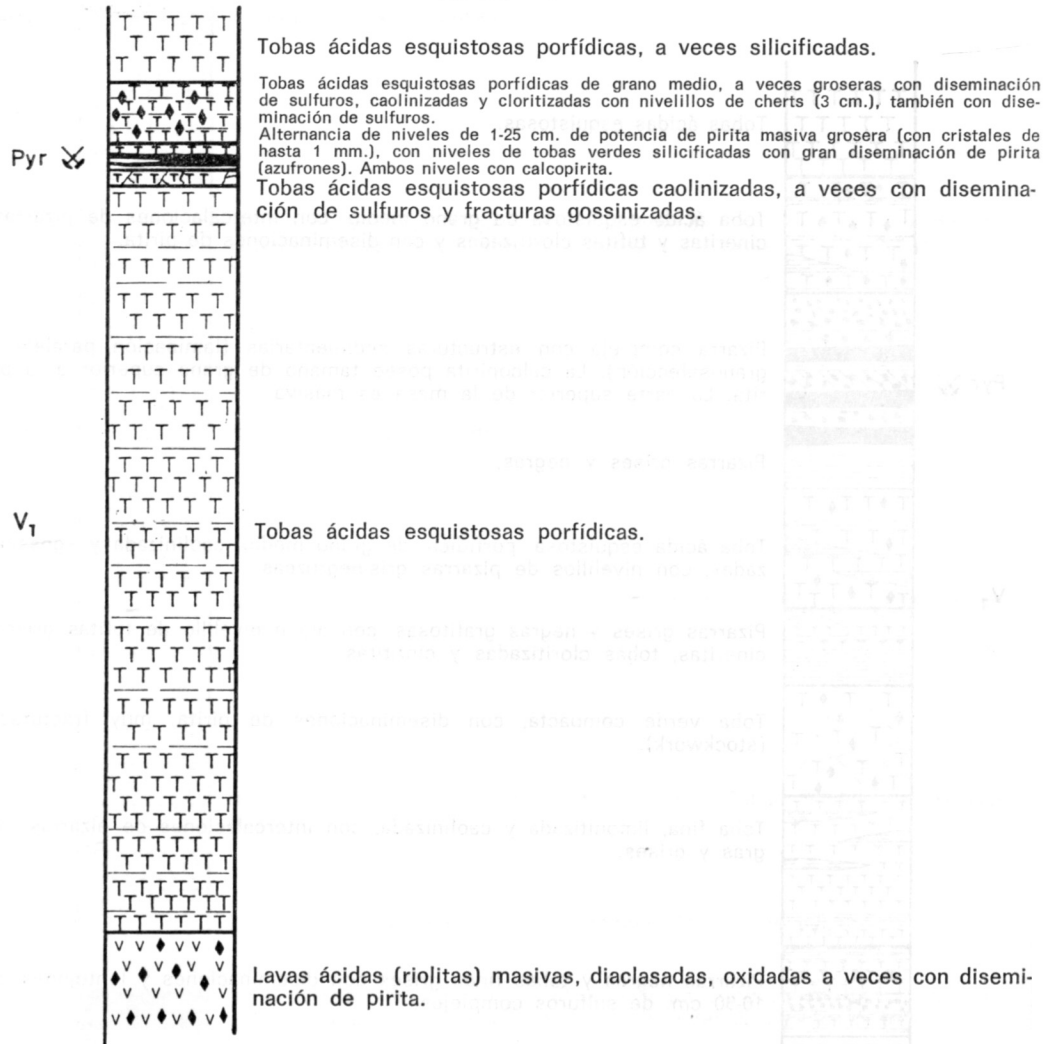


Escala 1/500

COLUMNA DEL CASTILLO DE LAS GUARDAS

X = 364.000

Y = 348.000



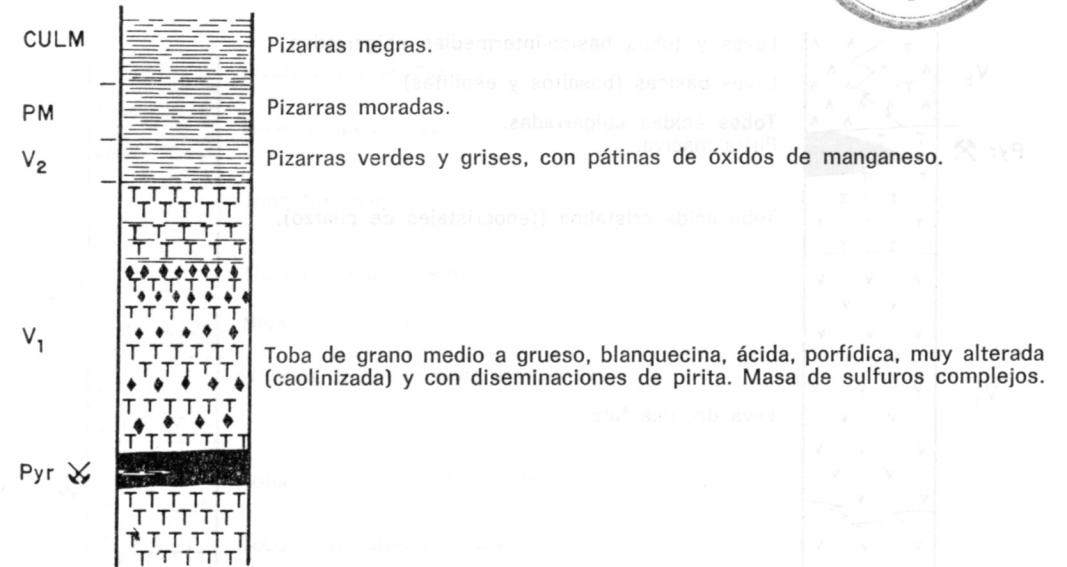
Escala 1/2.000



COLUMNA DE CUEVA DE LA MORA

X = 324.100

Y = 358.950

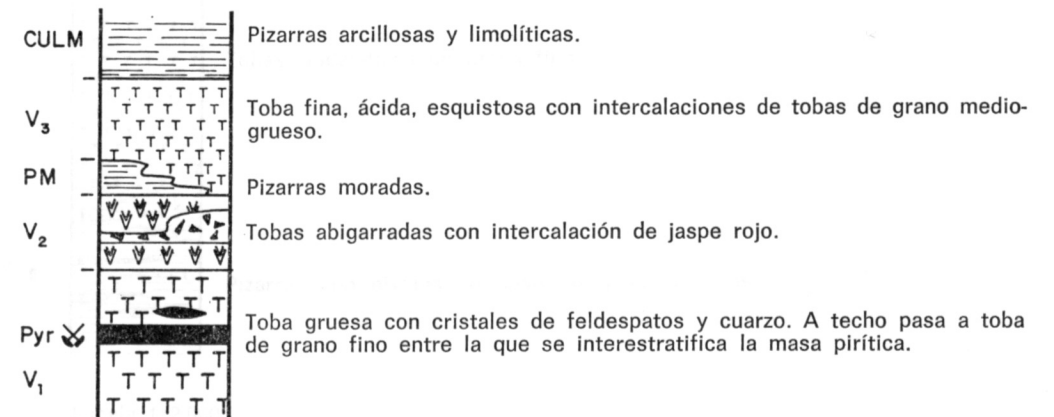


Escala 1/2.000

COLUMNA DE EL PERRUNAL

X = 320.200

Y = 350.850

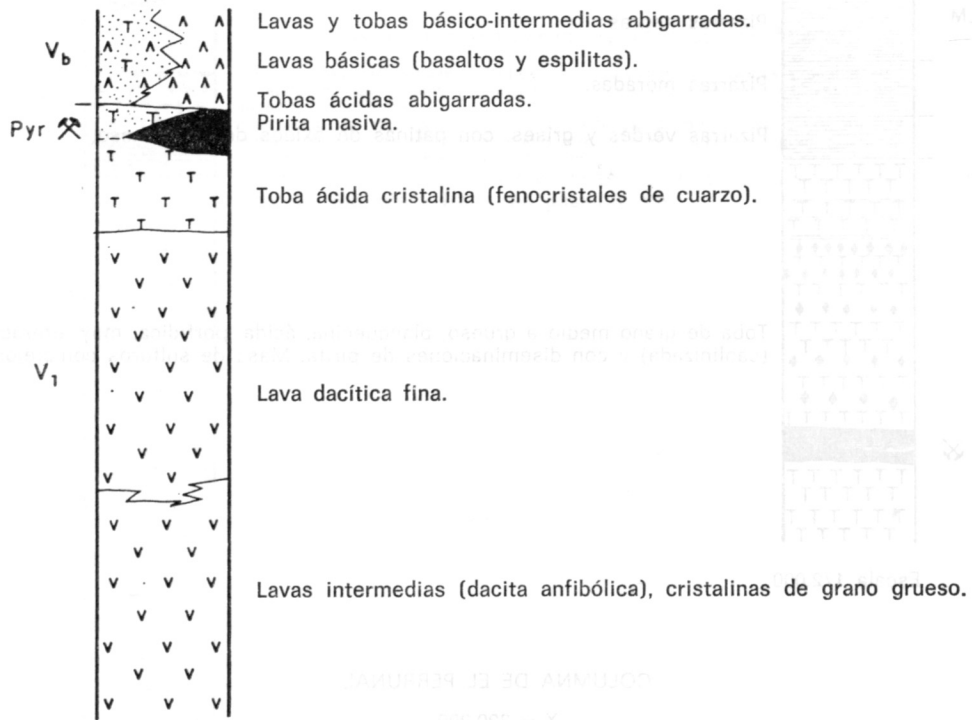


Escala 1/2.000

COLUMNA DE LA JOYA

X = 306.350

Y = 357.425

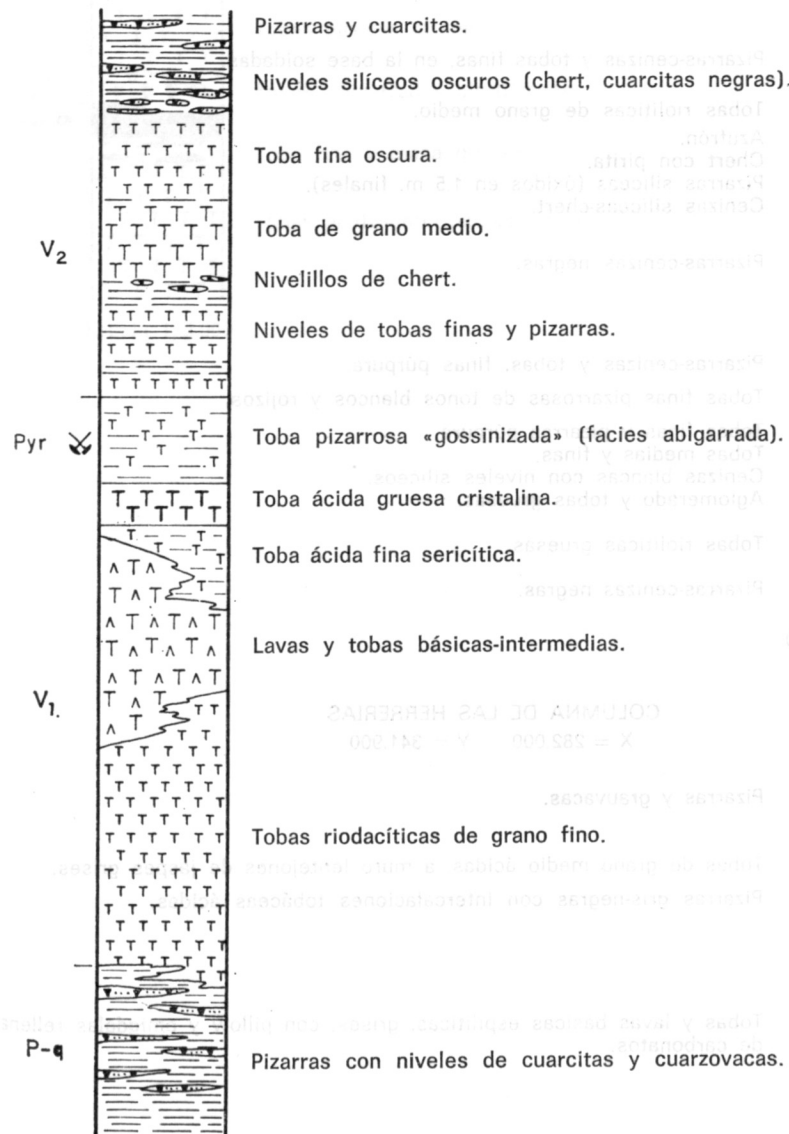


Escala 1/2.000

COLUMNA DE LA RICA

X = 297.525

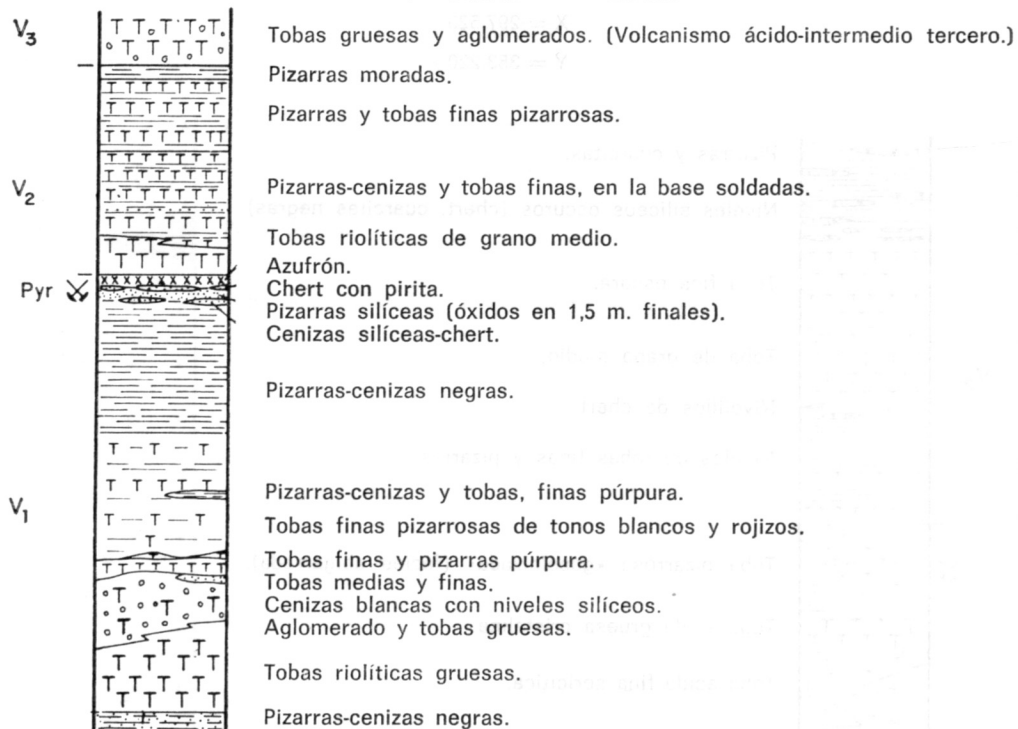
Y = 353.220



Escala 1/2.000

COLUMNA DE LA TORERERA

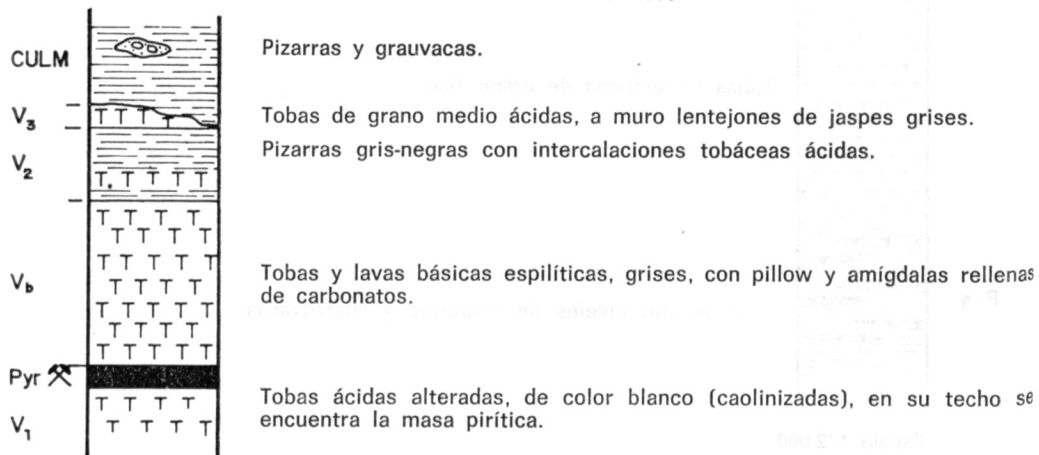
X = 316.900 Y = 338.650



Escala 1/2.000

COLUMNA DE LAS HERRERIAS

X = 282.000 Y = 341.900

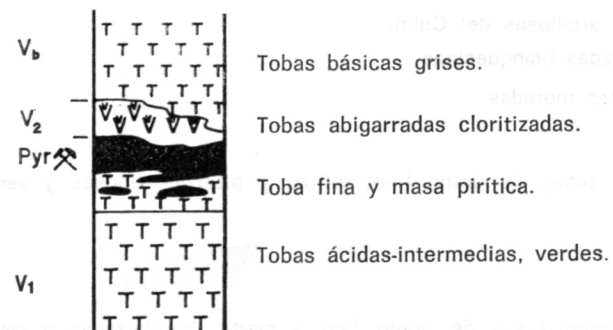


Escala 1/2.000

COLUMNA DE LOMERO-POYATOS

X = 314.800

Y = 361.800

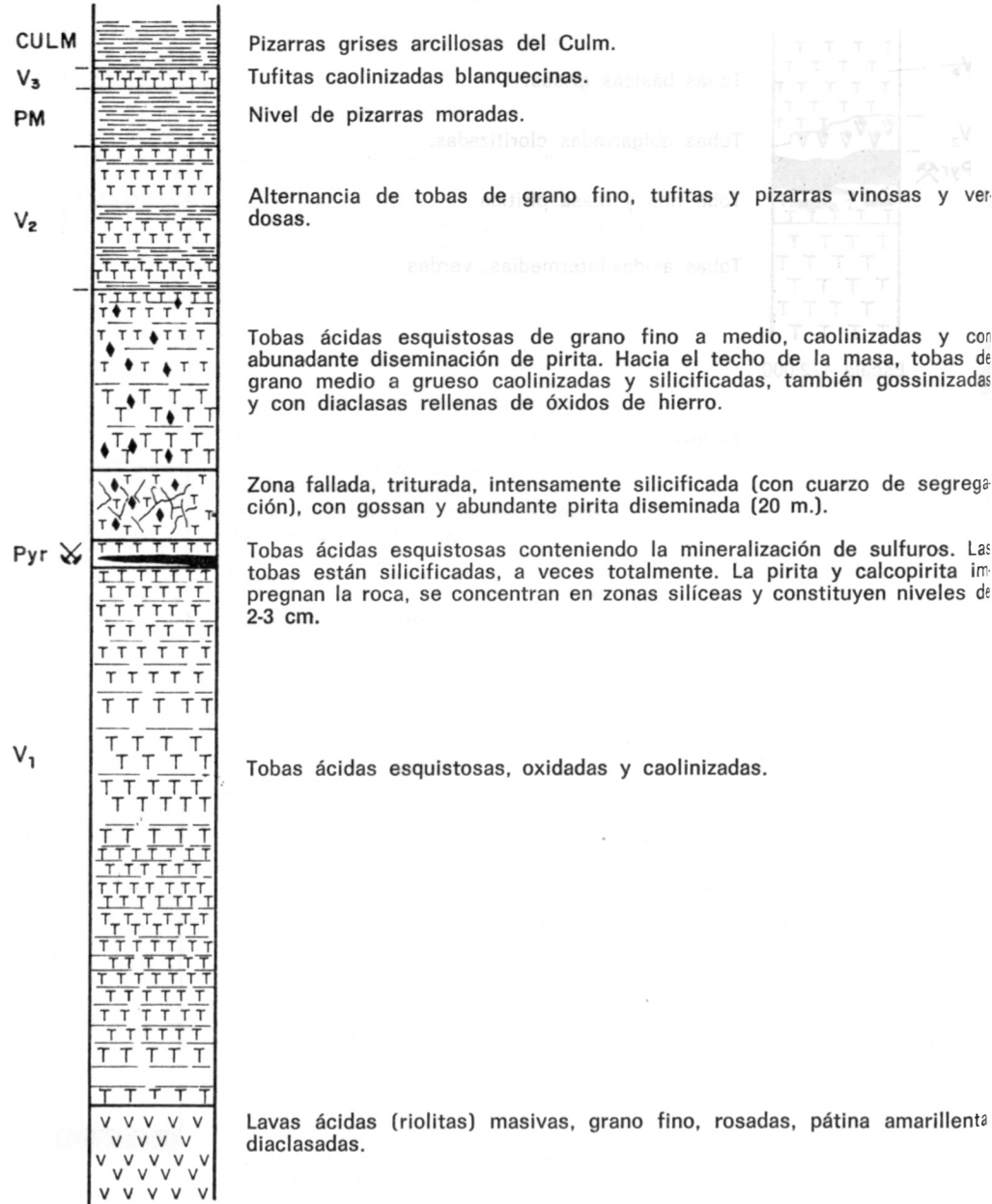


Escala 1/2.000

COLUMNA DE PEÑA DE HIERRO

X = 347.350

Y = 351.900

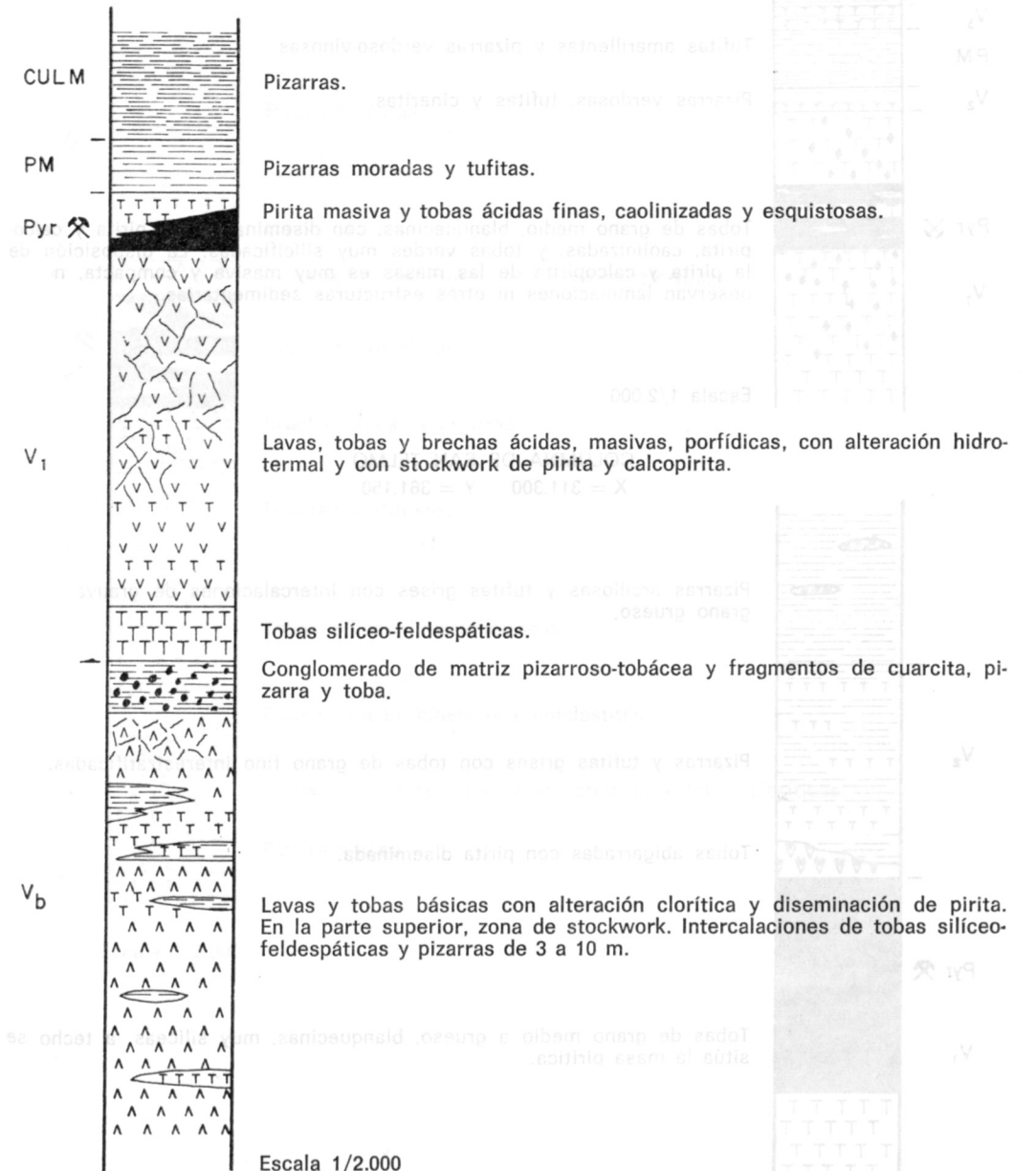


Escala 1/2.000

COLUMNA DE RIOTINTO

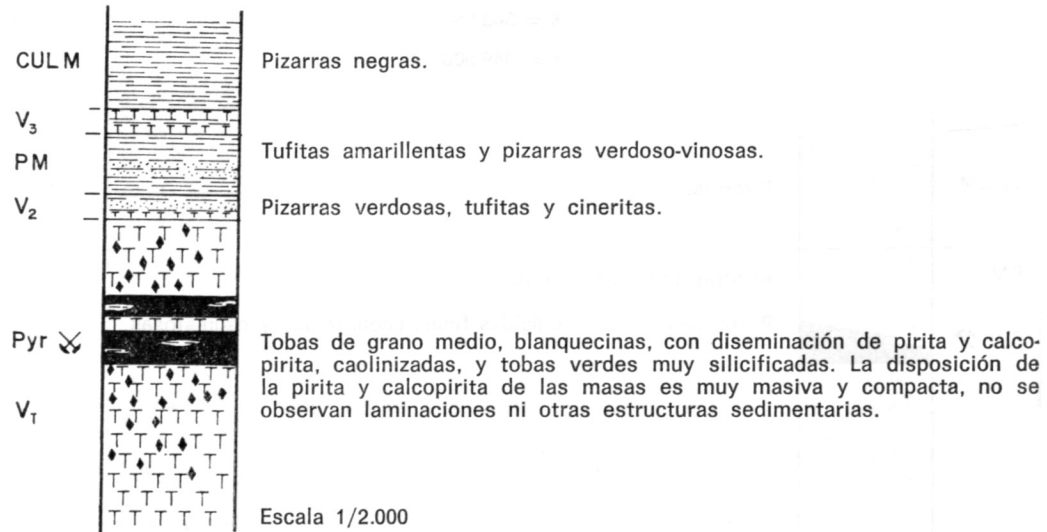
X = 343.050

Y = 349.500

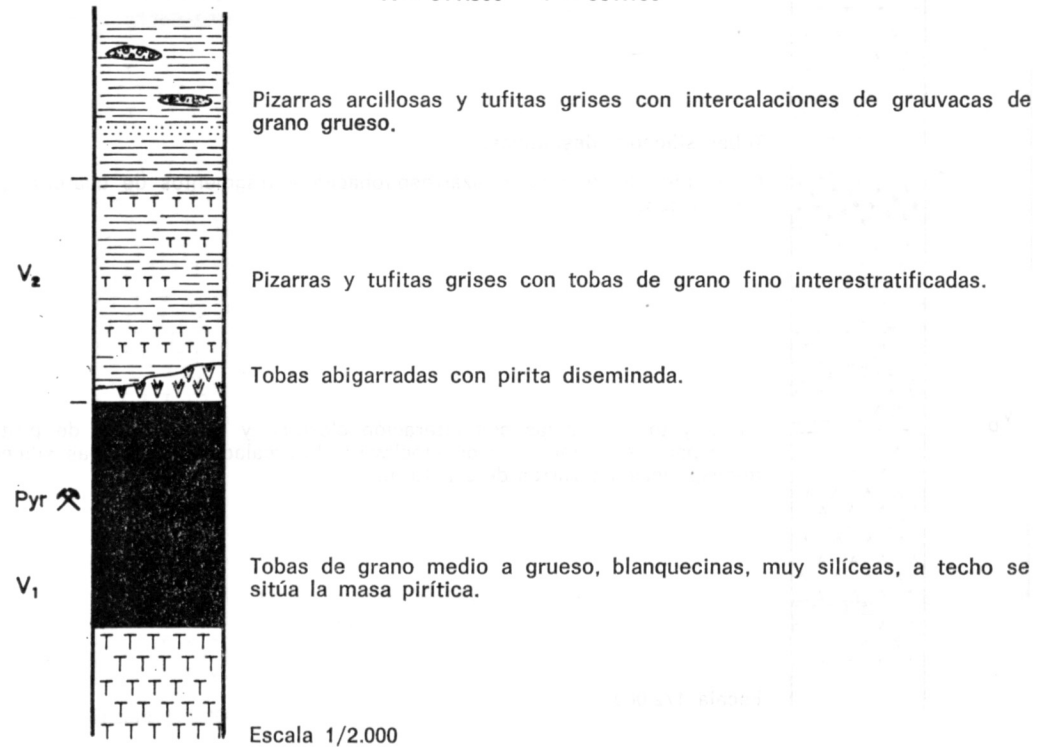


Escala 1/2.000

COLUMNA DE SAN MIGUEL
X = 330.300 Y = 356.350

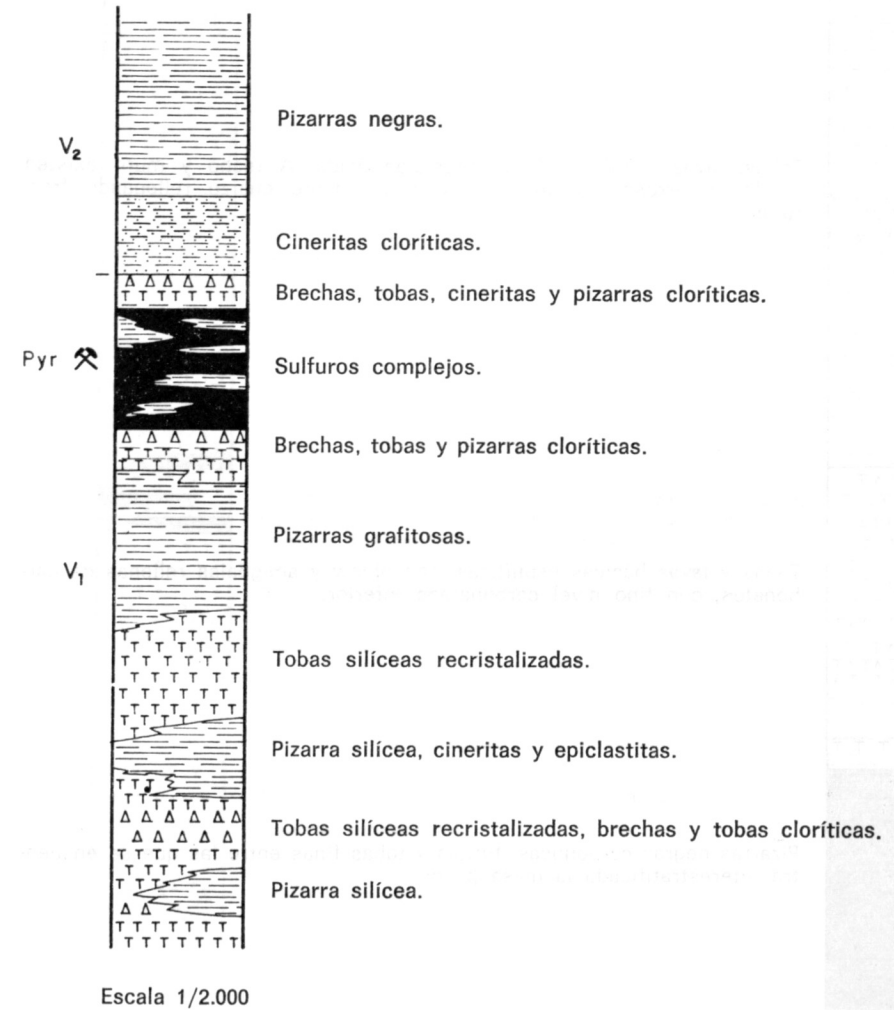


COLUMNA DE SAN TELMO
X = 311.300 Y = 361.150



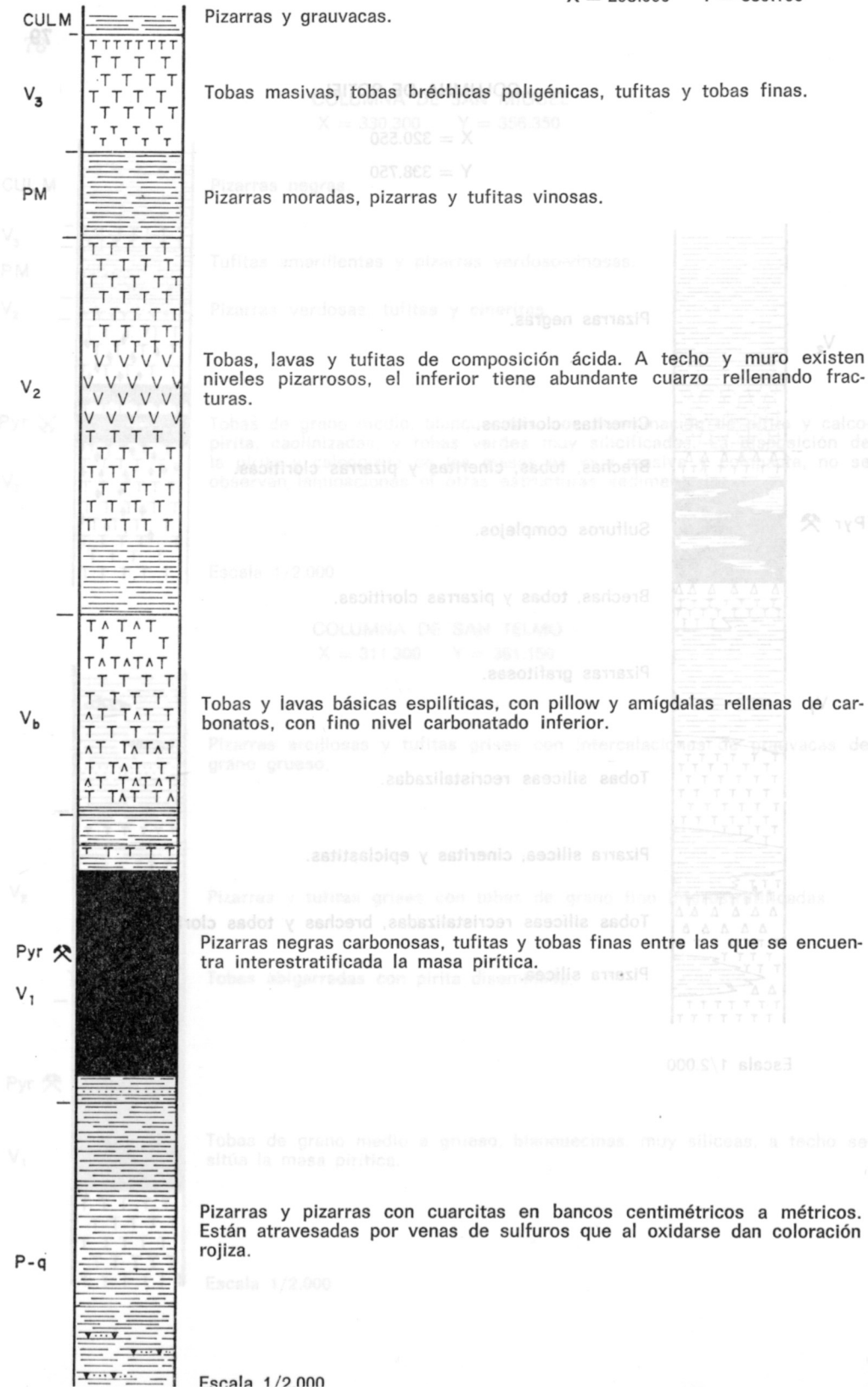
COLUMNA DE SOTIEL

X = 320.550
Y = 338.750



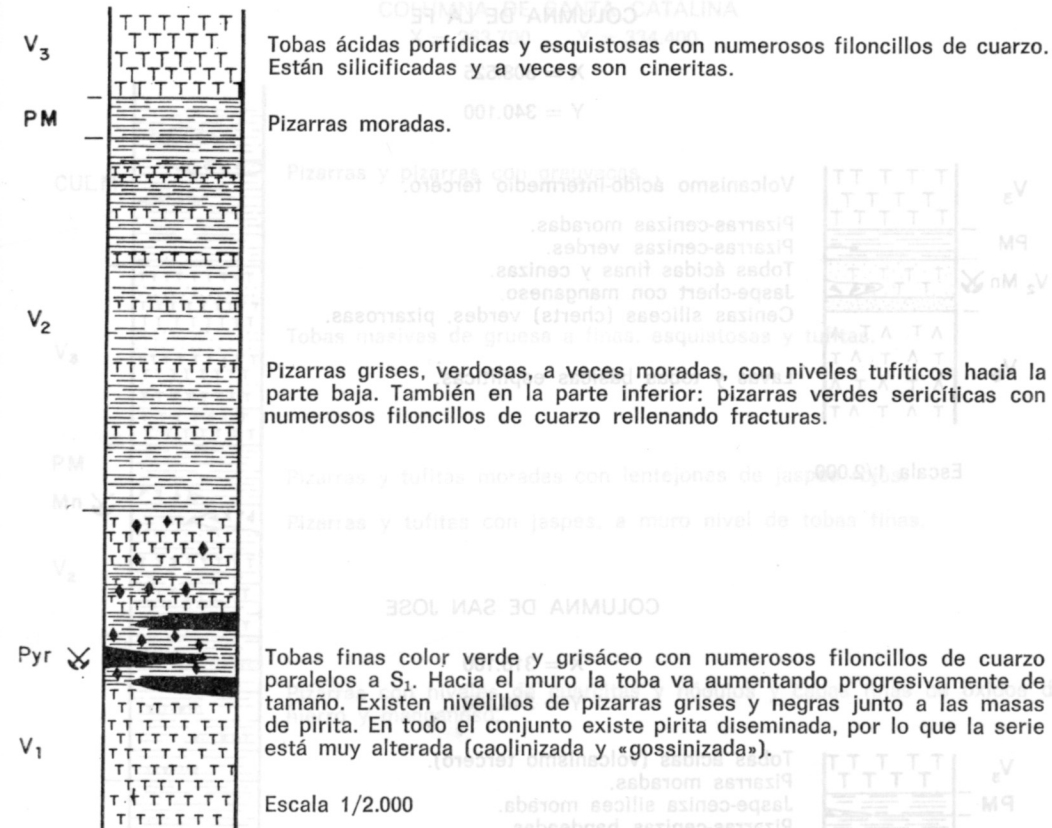
COLUMNA EN FILON NORTE (THARSIS)

X = 298.000 Y = 339.100



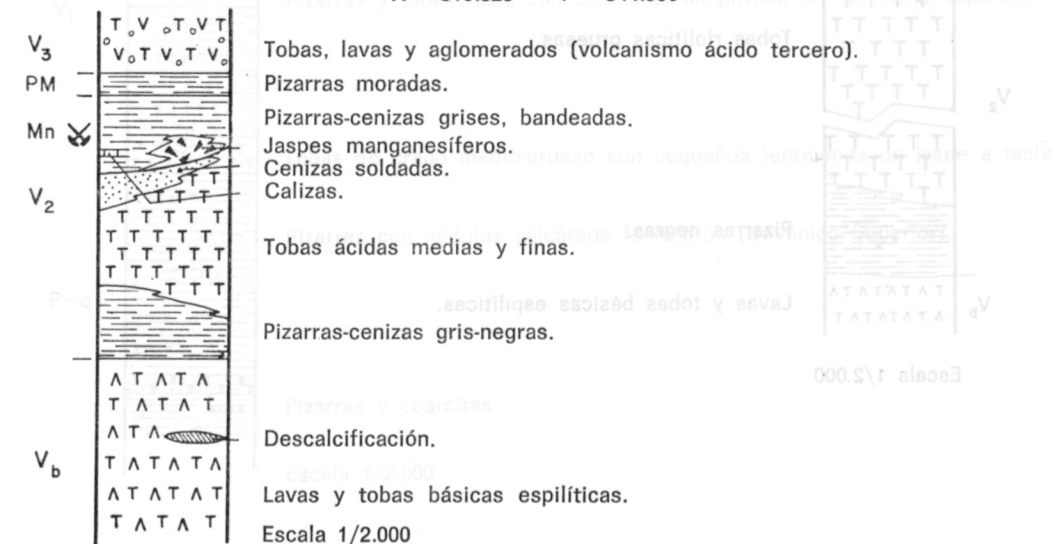
COLUMNA DEL TINTO Y SANTA ROSA

X = 325.000 Y = 342.700



COLUMNA DE EL MORANTE

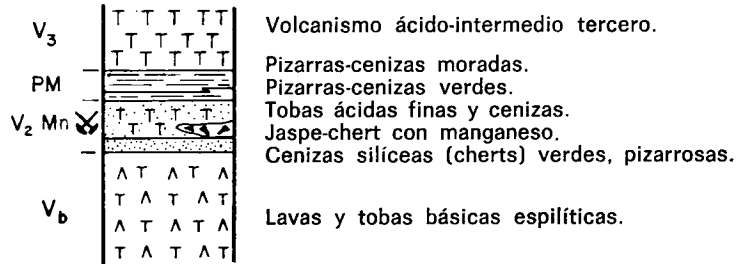
X = 319.825 Y = 344.500



COLUMNA DE LA FE

X = 308.525

Y = 340.100



Volcanismo ácido-intermedio tercero.
Pizarras-cenizas moradas.
Pizarras-cenizas verdes.
Tobas ácidas finas y cenizas.
Jaspe-chert con manganeso.
Cenizas silíceas (cherts) verdes, pizarrosas.

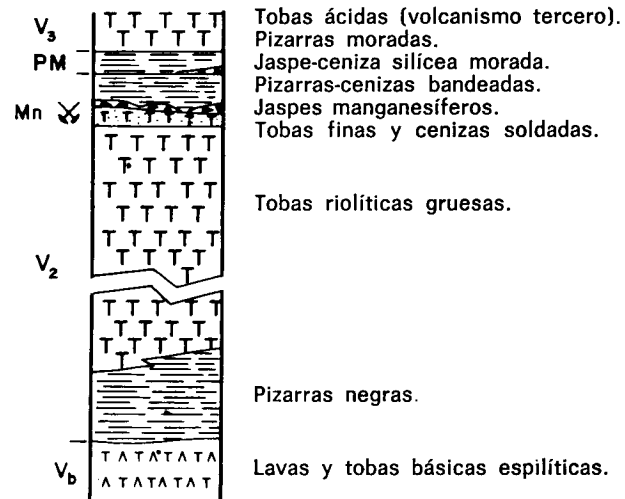
Lavasy tobas básicas espilíticas.

Escala 1/2.000

COLUMNA DE SAN JOSE

X = 316.100

Y = 346.146



Tobas ácidas (volcanismo tercero).
Pizarras moradas.
Jaspe-ceniza silíceamorada.
Pizarras-cenizas bandeadas.
Jaspes manganesíferos.
Tobas finas y cenizas soldadas.

Tobas riolíticas gruesas.

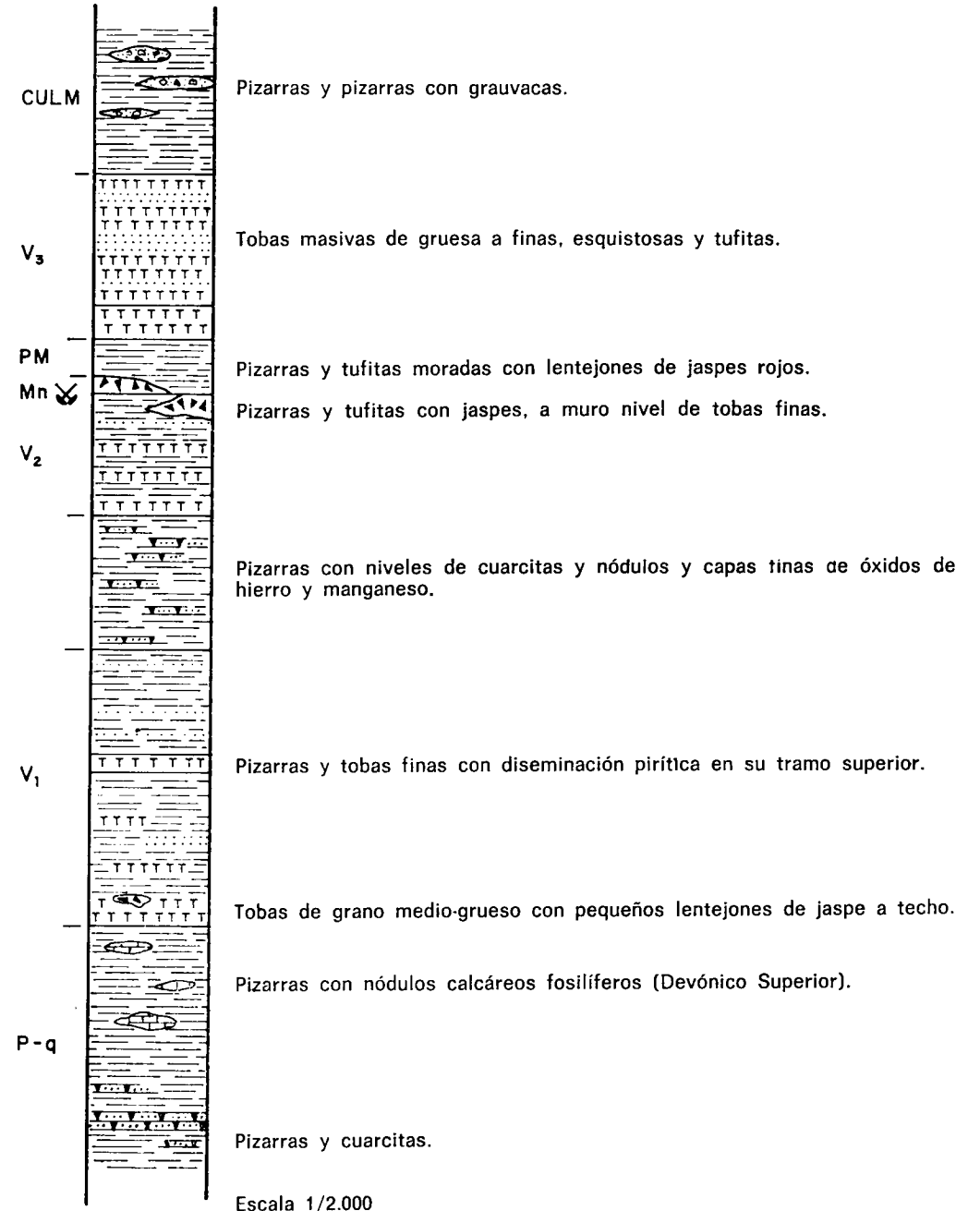
Pizarras negras.

Lavasy tobas básicas espilíticas.

Escala 1/2.000

COLUMNA DE SANTA CATALINA

X = 263.700 Y = 334.400



Pizarras y pizarras con grauvacas.

Tobas masivas de gruesa a finas, esquistosas y tufitas.

Pizarras y tufitas moradas con lentejones de jaspes rojos.

Pizarras y tufitas con jaspes, a muro nivel de tobas finas.

Pizarras con niveles de cuarcitas y nódulos y capas finas de óxidos de hierro y manganeso.

Pizarras y tobas finas con diseminación pirítica en su tramo superior.

Tobas de grano medio-grueso con pequeños lentejones de jaspe a techo.

Pizarras con nódulos calcáreos fosilíferos (Devónico Superior).

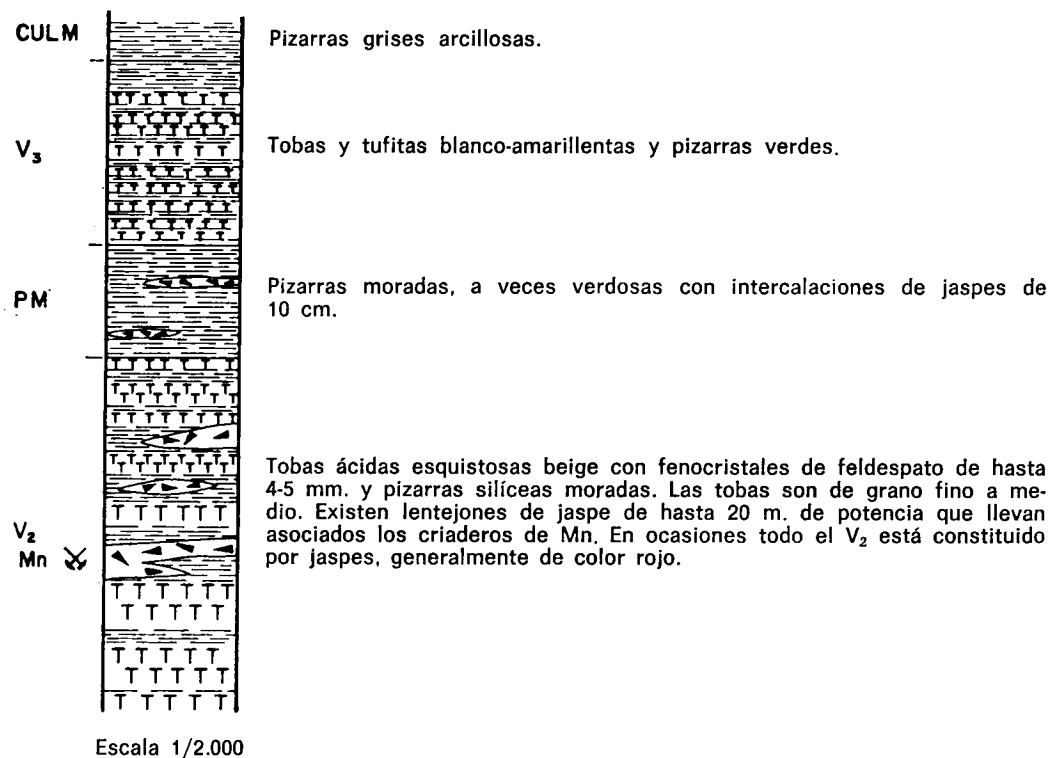
Pizarras y cuarcitas.

Escala 1/2.000

COLUMNA DE SOLOVIEJO

X = 335.000

Y = 355.400



6 HISTORIA GEOLOGICA

La Faja Piritica constituye el geosinclinal Devónico-Carbonífero que se sitúa al sur del geoanticlinal Beja-Aracena. Este geoanticlinal, formado desde más antiguo, emergido ya en el Tournaisiense Medio (SCHERMERHORN, 1971), se considera el área fuente de los materiales detríticos depositados en el geosinclinal.

Los sedimentos más antiguos que han podido ser datados corresponden al Devónico, que comprende a la Formación «Pulo do Lobo» y a la serie de pizarras y cuarcitas (P-Q), aunque en el «Pulo do Lobo» se admite que puedan existir términos inferiores. Los sedimentos pelítico-arenosos del Devónico debieron depositarse en una cuenca con subsidencia lenta y continuada poco profunda, lo que viene apoyado por numerosas estructuras sedimentarias y por la presencia de niveles carbonatados lenticulares de facies nerítica.

Desde el Tournaisiense hasta el Viseiense Medio, ambos inclusive, tiene lugar el desarrollo del volcanismo. Este requiere la formación de fracturas importantes que comuniquen con las cámaras magmáticas. Esta inestabilidad cortical, capaz de producir fracturas profundas, puede ser debida a un proceso de «rifting» ligado al hundimiento de la cuenca en el Devónico Superior.

El volcanismo se desarrolla a escala regional en varios ciclos o episodios superpuestos, ácidos y básicos, separados por períodos de tranquilidad total o relativa. También tienen lugar intrusiones de diabasas ligadas al mismo magmatismo que produce el volcanismo básico, disponiéndose entre los sedimentos devónicos y el segundo volcanismo ácido, en forma de «stocks lopolíticos» y «sills», y que localmente dan metamorfismo de contacto.

La presencia de brechas y conglomerados intraformacionales, fenómenos de «slumping» y una posible discordancia entre los materiales de-

vónicos y los del C.V.S., se interpreta como debidos bien a la existencia de la Fase Bretónica o por un abombamiento y fracturación precoces que indicarían la próxima venida del volcanismo.

El hundimiento de la cuenca continúa durante el Viseense Superior con el depósito de una serie turbidítica de pizarras y grauvacas, que representa la fase «flysch» en la evolución del geosinclinal.

Durante el Carbonífero Medio o Superior tienen lugar los principales movimientos hercínicos que originan distintas generaciones de pliegues y esquistosidades, tanto de flujo como de fractura. Estas fases principales de plegamiento pueden corresponder a la Fase Sudética o a la Fase Astúrica, dentro de la Orogenia Hercínica. La mayoría de los que han trabajado en la zona se inclinan por la segunda, al admitir que estas deformaciones se produjeron entre el Westfaliense y el Estefaniense.

Movimientos hercínicos tardíos plegaron las estructuras anteriores (pliegues y esquistosidades) con ejes de dirección aproximada N-S, pliegues «kink» o «chevron», y crearon sistemas de fallas transversales. A partir del Carbonífero la región quedó emergida como país rígido y sometida a la erosión.

Posterior a todas las deformaciones mencionadas, hubo manifestaciones magmáticas tardías en forma de intrusiones plutónicas y diques.

Durante el Triásico la orla meridional de esta plataforma entra en subsidencia, con depósitos de sedimentos terrígenos en medio fluvio-continental que constituyen las series atribuidas al Buntsandstein, para proseguir con depósitos carbonatados en medio marino-lagunar de las facies del Muschelkalk.

Con anterioridad a los depósitos del Keuper en facies germano-andaluza, existen efusiones volcánicas básicas de características muy similares a las que originan las ofitas del Keuper subbético.

Con posterioridad al depósito de las margas y yesos del Keuper hay una nueva transgresión marina con potentes depósitos de calizas, margas y dolomías, en una serie continua desde el Jurásico Inferior al Cretácico Superior.

Los plegamientos alpinos afectan a estos sedimentos, retirándose el mar e instalándose un sistema erosivo que perdura hasta el Mioceno Superior.

La región quedó emergida hasta la transgresión del mar Mioceno (Tortonense-Andalucense), en que la cuenca entra en subsidencia, existiendo un cambio de clima, con depósito de margas con microfauna pelágica y bentónica.

Al final del Terciario tuvo lugar una elevación epirogénica lenta, con retirada del mar y llegada de aportes terrígenos finos en ambiente costero-

litoral. Gran parte de la región quedó emergida y sujeta a erosión. La retirada del mar, al final del Andalucense, no fue total.

Durante el Plioceno o posiblemente en el Cuaternario Inferior, en las áreas emergidas se produce nueva erosión y depósito en clima árido-seco de la Formación roja.

Ya en el Cuaternario se produce el encajonamiento fluvial, cobrando la región la fisonomía actual.

7 PRINCIPALES YACIMIENTOS

Los yacimientos de la Faja Pirítica son de tres tipos: yacimientos de sulfuros masivos (piríticos y complejos), yacimientos de manganeso y yacimientos filonianos.

7.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

Se describen alrededor de treinta yacimientos de sulfuros, los más importantes y representativos del conjunto, esquematizándose en un cuadro sus principales características (reservas, leyes, masas y situación actual). Unas minas están en explotación otras en investigación y otras inactivas y sin reconocer.

La producción anual de pirita en la zona española de la «Faja» es alrededor de 2.300.000 t entre los grupos de Riotinto, Tharsis, La Zarza, Herrerías, Concepción, Lomero-Poyatos, San Telmo y La Joya; de cobre alrededor de 30.000 t entre Cerro Colorado y San Dionisio (mina Alfredo); de plata unas 25 t, y de oro unas 3 t, ambos de Cerro Colorado.

Como resultado de la ampliación de las instalaciones que está realizando Riotinto Minera, su producción anual será de 1.500.000 t de pirita, 36.000 t de cobre en concentrados, 4.000 t de cobre de cementación, 40 t de plata y 3 t de oro.

Próximamente, Aznalcóllar producirá anualmente 68.000 t de cobre, 42.000 t de plomo y 114.000 t. de cinc en concentrados, y Sotiel, 10.000 t de cobre, 10.000 t de plomo, 40.000 t de cinc, en concentrados, 6 t de plata y 500.000 t de ácido sulfúrico al año.

Del «gossan» de La Lapilla (600.000 t con leyes de 28,9 gr/t Ag y 3,4 gr/t Au) se piensan extraer anualmente 1,1 t de plata y 300 kg de oro. Asimismo se está programando de nuevo la explotación del «gossan» del Filón Sur de Tharsis.

7.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Los yacimientos de manganeso son en general de pequeño tamaño y en ellos no se lleva a cabo actualmente ninguna actividad minera. Han sido muchas, y algunas muy importantes, las labores efectuadas en la Faja Pirítica, habiendo sido trabajados prácticamente todos los jaspes en mayor o menor grado.

La actividad minera del manganeso fue intensa durante el siglo pasado y entre los años 1940 a 1960. De esta forma, España fue hacia 1880 el primer país en producción de manganeso, proporcionando en 1881 alrededor de las dos terceras partes del consumo mundial. Hasta finales de 1960 se produjeron en la Faja Pirítica Española 2.400.000 t de mineral de manganeso, principalmente óxidos y peróxidos, con ley media por encima del 40 por 100 en Mn, y actualmente se concentra en esta zona el 70 por 100 de las reservas nacionales.

La falta de una investigación geológico-minera adecuada impide el conocimiento actual de los yacimientos y de sus reservas, por lo que nos limitamos tan sólo a numerar los principales depósitos de la «Faja»: Soloviejo, El Morante, Grupo Cobullos, Pepito, El Toro, Oriente, El Cuervo, Palanco, Guadiana, Postelera, La Calañesa, Romerita-Pimpollar, La Isabel, Santa Catalina, Cicerón, Asperón, Aurora, etc.

7.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

Los yacimientos filonianos son relativamente abundantes, pero en general de pequeño tamaño y de escaso interés práctico. Sobresalen los siguientes: Grupo La Ratera (cobre), Río Corumbel y Las Viñas (sulfuros complejos), Los Angeles (fluorita), Dedi y Aurora (plomo), Diana (plomo-cinc) y Nerón (antimonio).

YACIMIENTOS	RESERVAS SEGURAS						GEOMETRIA (en metros)				SITUACION ACT	
	TONELADAS	% S	% Cu	% Pb	% Zn	Ag gr/t	Au gr/t	Long.	Anchu.	Profun.		M A S A S
AGUAS TEÑIDAS X = 320.900 Y = 358.450	150.000 (c) > 1.000.000 (p)	36 45	1.4 3.7	2.6	4.15			400	2-15	300		Inactiva. Sin investigar.
AZNALCOLLAR X = 374.850 Y = 326.750	43.000.000 (c) 10.000.000 (c) 47.000.000 (pc)		0,44 0,31 0,58	1,77 2,03 —	3,33 3,88 0,40	67 — 10	1	1.400 600 1.000	40 17 40	> 300 > 160 > 300	Norte, Silillos, Medio y Sur. Arroyo de los Frailes. Piroclasto.	En explotación por Andaluza de Piritas.
CABEZAS DEL PASTO X = 278.600 Y = 341.200	1.000.000 (p)	50	0,6					285	10-12		Levante y Poniente.	Inactiva. Sin investigar.
CAMPANARIO X = 322.850 Y = 332.150	411.200 (c)	20,3	0,97	2	2,58			250 300 200	10 8 98	120 60 90	Norte. Sur. Nueva.	Inactiva. Investigada por E. N. ADARO y Asturiana de Zinc.
CASTILLO BUITRON X = 328.100 Y = 342.500	1.000.000 (c) 500.000 (p)	44,4 42	0,43 0,60	1,4 0,28	4,6 1,13	30		165	20	300	Poniente.	Inactiva. Investigada por Asturiana de Zinc.
CASTILLO DE LAS GUARDAS X = 364.000 Y = 348.000	250.000 (p)	28-45	0,4-1,2					500		195	Norte, Sur y Romana.	Inactiva. Investigada por el I.G.M.E.
CONCEPCION X = 336.700 Y = 357.550	1.000.000 (p)	42	0,7					400	20	110		En explotación por Electrólisis de Cobre.
CUEVA DE LA MORA X = 324.100 Y = 358.950	4.000.000 (p)	43	0,92					350	60	200		Inactiva. Investigada por Asturiana de Zinc y en investigación por Phelps Dodge.
GLORIA X = 326.400 Y = 342.800			1,42					120	3-4	60		Inactiva. En investigación por E. N. Minas de Almagrera.
GRUPO MALAGON X = 282.100 Y = 349.050	> 1.000.000 (c)		0,7-3	2	4							Inactiva. En investigación por Phelps Dodge.
HERRERIAS X = 282.000 Y = 341.900	3.500.000 (p)	46-48	0,8-1,3	0,5-1,3	0,4-1,6			400	15-20	> 330		En explotación por Minas de Herrerías.



YACIMIENTOS	RESERVAS SEGURAS						GEOMETRIA (en metros)				SITUACION ACTUAL	
	TONELADAS	% S	% Cu	% Pb	% Zn	Ag gr/t	Au gr/t	Long.	Anchu.	Profun.		M A S A S
LA JOYA X = 306.350 Y = 357.425	35.000 (c) 1.190.000 (p)	47 50	0,37 0,50	2 0,65	1 0,20			300	25	> 20	Levante.	En explotación por Hijos de Vázquez López.
LA LAPILLA X = 299.250 Y = 336.400	250.000 (p)	40-50	1-3,5					200	35-40	35		En explotación por E. N. Minas de Almagrera.
LA SIERRECILLA X = 285.300 Y = 348.650	200.000 (c)		1,77	6,24	12,63	130		200	2-4	100		Inactiva. Investigada por Asturiana de Zinc.
LA TORERERA X = 316.900 Y = 338.650	800.000 (p)	42	1,03						80			Inactiva. Investigada por Riotinto Minera.
LA ZARZA X = 321.300 Y = 350.900	50.000.000 (p)	47	0,7	0,8	1,3	25	1	2.900	100	350		En explotación por Minas de Tharsis.
LOMERO-POYATOS X = 314.800 Y = 361.800	1.000.000 (p) 109.460 (c) 150.000 (c)	46 43	1,5 0,5		4,5 7,5	120	4	550 400 400	15 10 3-10	220 250 240	Central. Lomero. Poyatos.	En explotación por Piritas de Huelva, S. A. Laboral.
N.ª S.ª DEL CARMEN X = 271.100 Y = 351.650	40.000 (c)		2,5	2	4	114	0,6	100	20	60	Carmen.	Inactiva. Investigada por Riotinto Minera y Phelps Dodge.
PEÑA DE HIERRO X = 347.350 Y = 351.900	700.000 (p)	47	1,20									Inactiva. Investigada por Riotinto Minera.
PODEROSA X = 338.500 Y = 354.700			3,50					150 175	2 7		San Valentín. San Bernardo.	Inactiva. Sin reconocer.
RIOTINTO X = 343.050 Y = 349.500	5.300.000 (c) 4.300.000 (p) 18.000.000 (p)	35,3 41,7 31	1,99 1,12 1,7	1,55 0,43	2,84 0,37	50-70	0,5-1	700	15-20	250	San Antonio. (stockwork)	En explotación por Riotinto Minera.
X = 347.150 Y = 349.000	32.000.000 (c) 17.000.000 (p)		0,95 0,64	1 0,35	4,2 0,69	30	0,5	800- 1.000	50	700-800	San Dionisio.	En explotación por Riotinto Minera.
X = 344.500 Y = 349.500	213.000.000 (p)		0,6		0,17			1.500	800	300	Cerro Colorado (stockwork).	En explotación por Riotinto Minera.

YACIMIENTOS	RESERVAS SEGURAS						GEOMETRIA (en metros)				SITUACION ACTUAL	
	TONELADAS	% S	% Cu	% Pb	% Zn	Ag gr/t	Au gr/t	Long.	Anchu.	Profun.		M A S A S
ROMANERA X = 278.350 Y = 350.200	1.500.000 (c) 2.200.000 (p) 300.000 (p)		0,38 0,47 1,67	3,35 0,92	6,21 1,62	116 55 75		300	6-40	350		Inactiva. Investigada por Asturiana de Zinc.
SAN EDUARDO X = 338.850 Y = 356.100	100.000 (p)	45	2									Inactiva. Sin reconocer.
SAN MIGUEL X = 330.300 Y = 356.350		46	2,5									Inactiva. En investigación por Peñarroya.
SAN PLATON X = 337.000 Y = 356.400	1.125.000 (c) 1.350.000 (p)	42,49 46	1,16 0,6-2,8	0,53	12,30	69	2,05	> 300	10-15	500		Inactiva. Investigada por Peñarroya.
SAN TELMO X = 311.300 Y = 361.150	3.000.000 (c) 1.000.000 (p) 1.000.000 (c)	35 47	1,2 0,7-2,7	0,4	12	60	0,8	280-300 700	15 4	223 200	Santa Bárbara. Cruzadillo.	En explotación por San Telmo Ibérica.
SOTIEL X = 320.550 Y = 338.750	59.136.693 (c) 13.253.815 (a) 2.810.000 (pz)		0,61 0,36 0,49	1,60 0,47	3,80 0,96	30	0,27	950	50	650	Centro, Sur, Norte, Región 21, Sobrenorte.	En explotación por E. N. Minas de Almagrera.
TINTO Y SANTA ROSA X = 325.000 Y = 342.700	206.000 (p)	42	1,6					250 150 50	20 10 10	150 150 200	Santa Rosa, 1. San Cornelio. Santa Rosa, 2.	Inactiva. Investigada por E. N. ADARO.
THARSIS X = 298.000 Y = 339.100	90.000.000 (p) 25.000.000 (p)	46,5	0,6	0,5	1,5			800	30-60	> 400	Filón Norte-S. Guillermo y Sierra Bullones. Almagrera, Nueva Almagrera, Cantareras, Filón Centro, Filón Sur, Vulcano y Lagunazo.	En explotación por Minas de Tharsis.
VUELTA FALSA X = 270.450 Y = 351.750	> 1.000.000 (c)		1,27	8,8	20,7	307	8-10	30	3-4			Inactiva. En investigación por Phelps Dodge.

NOTA ACLARATORIA:

- (c): Complejo.
- (p): Pirita masiva.
- (pc): Piroclasto cuprífero.
- (a): Azufrón.
- (pz): Pizarras cobrizas.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1962).—«Relaciones genético-estructurales de algunos tipos de mineralizaciones españolas». *JEN*, núm. 101.
- ALBOUY, L.; CONDE, L. N.; FOGLIERINI, F.; LEGA, X., y MORIKIS, A. (1981).—«Le gisement de sulfures massifs polymétalliques de Neves-Corvo (Baixo Alentejo, Sud Portugal)». *Chroniq. de la recherche minière*, núm. 460, pp. 5-27.
- ANDERSON, C. A. (1969).—«Massive sulphide deposits and volcanism». *Econ. Geol.*, vol. 64, núm. 2, pp. 129-146.
- ARMENGOT, J. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937)», 1.ª serie, *IGME*.
- «Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerva (núm. 938)», 1.ª serie, *IGME*.
- ARNOLD, M., y SOLER, E. (1973).—«Les mineralisations pyriteuses associées au volcanisme quartzkeratophirique du sud de la Peninsule Ibédique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1373-1376.
- AYE, F. (1974).—«Géologie et gites métallifères de la moyenne vallée de l'Odiel». Thèse 3.º cycle. *Université Pierre et Marie Curie. Paris* (inédito).
- (1975).—«Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas-El Buitrón, Huelva, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, pp. 965-968.
- BARBIER, J. (1976).—«Contribution a la geochemie de la province pyriteuse sud-ibérique». *BRGM*, pp. 1-10.
- BARD, J. P. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale: sa place dans le segment hercynien sud-ibérique». Thèse, *Université de Montpellier*, 398 pp.
- BEATO, M. F., y GONÇALVES, F. (1976).—«Contribuição para o conhecimento da bibliografia geológico-mineira da Província Piritosa do Sudoes-

- te da Península Ibérica e dos seus jazigos». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, t. 60, pp. 317-378. Lisboa.
- BERNARD, A. J. (1972).—«A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques». *Extrait des Annales des Mines de Belgique*, 21 pp.
- BERNARD, A. J., y SOLER, E. (1971).—«Sur la localisation geotectonique 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 Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères». Liege, pp. 287-315.
- (1980).—«Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva - Espagne». *Mem. XXVI, Congr. Geol. Inter.*, París, 54 pp.
- BOOGAARD, 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 Paramão region (Southern Portugal)». Doctoral Thesis. *Univ. of Amsterdam. Rotterdam. Deltro*, 133 pp.
- BOOGAARD, M. VAN DEN, y SCHERMERHORN, L. J. G. (1975).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 2. A Famennian conodont fauna at Cabeza del Pasto. Part 3. Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada». *Scripta Geol.*, núm. 28, pp. 1-43.
- (1981).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 4. A Famennian conodont fauna near Nerva (Riotinto)». *Scripta Geol.*, núm. 56, pp. 1-14.
- BOOGAARD, M. VAN DEN, y VAZQUEZ GUZMAN, F. (1981).—«Conodont fauna from Portugal and Southwestern Spain. Part 5. Lower Carboniferous conodonts at Sta. Olalla de Cala (Huelva)». *Scripta Geol.*, número 61, pp. 1-8.
- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits». *Elsevier*, Amsterdam, 168 pp.
- CAMPO RUIZ, M. DEL, y NIETO MORA, J. M. (1971).—«Geología del bloque "S" de la Reserva de Piritas de Huelva, escala 1:10.000 y 1:25.000». *Adaro-Piritas Españolas* (inédito).
- CANTO ROMERA, J. M. (1977).—«Estudio de viabilidad del Grupo Minero Sotiel. Informe geológico». *Minas de Almagrera, S. A.* (inédito).
- CAÑEDO-ARGÜELLES, E., y CONTRERAS FERNANDEZ, J. (1975).—«Proyecto de explotación de Minas de Aznalcóllar». *Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao*, t. 6, pp. 15-38.
- CARANTINI, C., y VIGUIER, C. (1973).—«Etude palynologique et sédimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)». *Est. Geol.*, vol. 29. CSIC., Madrid.

- CARVALHO, D. (1972).—«The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal». *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 20, núms. 3-4, pp. 297-320, Oporto.
- (1976).—«Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa». *Com. Serv. Geol.*, Portugal, t. 60, pp. 215-238.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H., y INVERNO, C. (1976).—«Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo do "Pulo do Lobo"». *Memor. y Notic.*, núm. 82, pp. 145-169, Univ. Coimbra.
- CARVALHO, D. (1977).—«Geología, Metalogenia e Metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal». *1.º Curso Rosso de Luna. Area II, IGME*, pp. 91-145.
- CARVALHOSA, A. O DA (1961).—«Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilitos da região de Castro Verde-Messejana». *Com. Serv. Geol.*, Portugal, núm. 45, pp. 371-390.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R., y PHILLIPS, L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barted High-energy nearshore». *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- CONTRERAS VAZQUEZ, F., y SANTOS BONAÑO, A. (1982).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Cerro de Andévalo (número 937)». 2.ª serie, *IGME*.
- COULLAUT, J. L.; SOLER, M., y ANTON, J. A. (1975).—«Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar». *Jornadas Minero-Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 155-178.
- COULLAUT, J. L., et alt. (1978).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Aznalcóllar (número 961)». 2.ª serie, *IGME*.
- CRUZ GASPAS, O DA (1961).—«Associação genética dos espilitos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo». *Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 15, pp. 177-196.
- DELCEY, R. (1970).—«Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyrítico-cuprifère du Baixo Alentejo (Portugal)». *Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 19, pp. 199-225, Oporto.
- DESPREZ, D., y SOLER, E. (1971).—«Les minéralisations pyriteux et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva». *Bull. B. R. G. M.*, París, sect. II, núm. 6, pp. 5-16.
- DOETSCH, J. (1953).—«Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, t. 65, pp. 1-181.
- (1957).—«Esbozo geoquímico y mineralogénico del criadero de piritas "Las Herrerías". Puebla de Guzmán (Huelva)». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, vol. 68, pp. 255-306.

- FEBREL, T. (1965).—«Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 187-202.
- (1966).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (número 959)». 1.ª serie, *IGME*.
- (1967).—«Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)». *ENADIMSA*, Madrid.
- (1972).—«Estructura de la masa de piritita de la mina de Herrerías. Puebla de Guzmán (Huelva)». *Bol. IGME*, t. 83-I, pp. 81-87.
- FERNANDEZ ALONSO, F.; SANTOS BONAÑO, A., y LEYVA CABELLO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Gibraleón (número 981)». 2.ª serie, *IGME*.
- 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.
- (1975).—«Estudio geológico de la masa piritítica de San Antonio (Riotinto)». *Jornadas Minero-Metalúrgicas de Bilbao*, pp. 175-191.
- (1977).—«Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del «Anticlinal de Riotinto». *Acta Salmanticensis*, Salamanca.
- (1980).—«Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del "Anticlinal de Riotinto"». *Inst. Est. Onubenses*, Huelva, 262 pp.
- 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.
- GOZALO, F.; LOCUTURA, J.; SANCHEZ, A., y VAZQUEZ GUZMAN, F. (1979).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Paymogo (número 936)». 2.ª serie, *IGME*.
- HOLLINGER, R. (1958).—«Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva». *Tesis Geol. Inst. Münster*.
- HORIKOSHI, E. (1969).—«Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-Type Deposits in the Kosaka District, Japan». *Mineral Deposita (Berlin)*, 4, pp. 321-345.
- HUTCHINSON, R. W. (1973).—«Volcanogenic sulphide deposits and their metallogenic significance». *Econ. Geol.*, v. 68, núm. 8, pp. 1223-1246.

- I. U. G. S. (1981).—«Descriptive nomenclature and classification of Pyroclastic Deposits and Fragments». *Geol. Rundschau*, v. 70, núm. 2, pp. 794-799.
- KERSABIEC, A. M., y ROGER, G. (1976).—«Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de Huelva (Espagne)». *Bull. du B. R. G. M.* (2.ª serie), Sect. II, núm. 5, pp. 439-485.
- KINKEL, A. R., Jr. (1962).—«Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism». *Econ. Geol.*, 57, Lancaster, pp. 1071-1080.
- KLOCKMANN, F. (1894).—«Ueber die lagerartige Natur des Kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals». *Sitzber. d. k. preuss. Akad. Wiss.*, Berlín, v. 46, pp. 1173-1181.
- LECA, X. (1976).—«Le volcano-sédimentaire de la région d'Alcoutim (Baixo Alentejo-Portugal)». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, t. 60, pp. 139-149.
- LECOLLE, M. (1971).—«Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 1563-1566.
- (1971).—«Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrito-suprifère de Huelva. Conséquences à l'échelle régionale». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 1956-1959.
- (1972).—«Sucession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, pp. 505-508.
- (1974).—«Présence de tufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences paléogéographiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 278, serie D, pp. 839-842.
- LECOLLE, M., y ROGER, G. (1973).—«Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-Ibérique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 141-144.
- (1976).—«Metamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, núm. 6, pp. 1687-1698.
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F., y MOLIERE, P. (1977).—«Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane». *Université Pierre et Marie Curie*, Paris, 387 pp.
- LEYVA CABELLO, F., y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Sanlúcar la Mayor (número 983)». 2.ª serie, *IGME*.
- (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Ayamonte (número 998)». 2.ª serie, *IGME*.

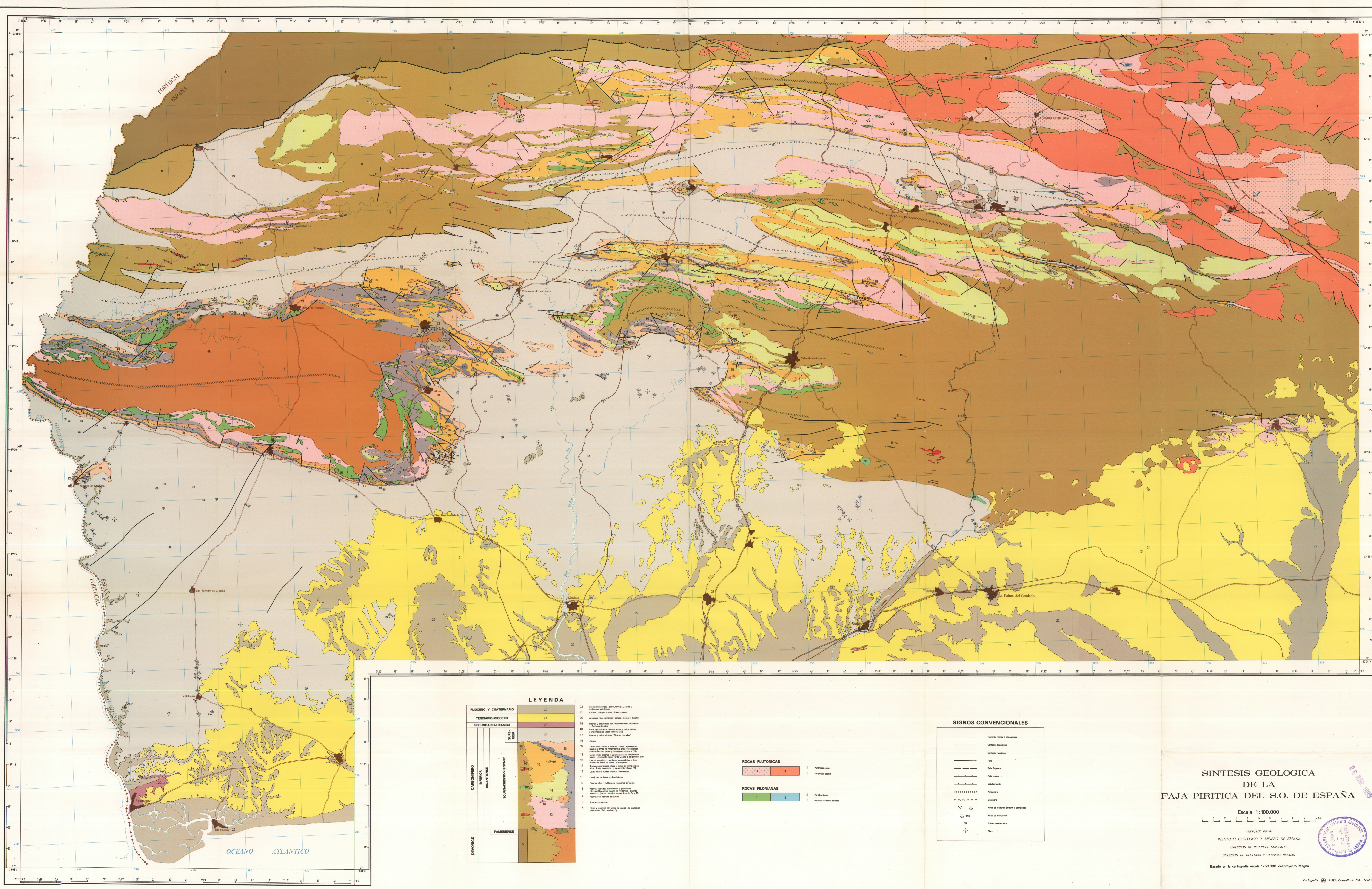
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona». *Bull. de la Société Géologique de France*, t. 12, pp. 200-209, París.
- McGILLAVRY, H. J. (1961).—«The Upper Paleozoic of the Baixo Alemtejo Southern Portugal». *C. R. 4 Cong. strat. Carbonif. (Heerlen, 1958)*, v. 2, pp. 395-408, Harlem.
- 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.
- MOLIERE, P. (1977).—«Geologie d'une partie des zones meridionales de la ceinture sud-Iberique. La region de Valverde del Camino (Huelva, Espagne)». *Thesis 3.ª cycle, Université Pierre et Marie Curie, París* (inédito).
- NAVARRO VAZQUEZ, D., y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1982).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Nerva (núm. 938)». 2.ª serie, *IGME*.
- PERCONIG, E. (1966).—«Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico Andalucense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina». *Not. y Comunic. IGME*, v. 91, pp. 13-40.
- (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *Rev. Micropaleont. Adaro*, v. 29, pp. 309-323, Madrid.
- PEREZ MATEOS, O., y RIBAS, O. (1961).—«Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva». *II Reunión de Sedimentología C. S. I. C.*, pp. 88-94, Madrid.
- PFEFFERKORN, H. W. (1968).—«Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, 9, pp. 1-143, Univ. Münster.
- PHILLIPS, J. A. (1881).—«Occurrence of remains of recent plants in brown iron ore (Riotinto)». *Quart. Jour. Geol. Soc.*, t. 27, London.
- PINEDO VARA, I. (1963).—«Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento». *Ed. Summa*, Madrid, pp. 1-1003.
- (1971).—«Minerales complejos de la cuenca de Huelva». *Industria Minera*, núm. 125, pp. 1-16.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1963).—«Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto». *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, t. 19, pp. 67-99.
- (1969).—«El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, p. 229.
- (1978).—«Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda pirítica de Huelva». *Boletín Geológico y Minero*, t. 89-III, pp. 223-233.

- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976).—«Horizontes portadores de mineralización (sulfuros y manganeso), en la zona de El Castillo de las Guardas, de la Faja Pirítica del SO de España. Parte I: Control estratigráfico». *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-V, pp. 480-489. «Parte II: Control estructural». *Bol. Geol. y Min.*, t. 87-VI, pp. 593-606, Madrid.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J., y NAVARRO SEGURA, L. (1977).—«Estudio estructural de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva)». *Industria Minera*, núm. 177, pp. 1-11.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J., y VAREA NIETO, R. (1978).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Castillo de las Guardas (núm. 939)». 2.ª serie, *IGME*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J., y LEYVA CABELLO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de La Palma del Condado (núm. 982)». 2.ª serie, *IGME*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J., y NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Valverde del Camino (núm. 960)». 2.ª serie, *IGME*.
- RAMSAY, J. G. (1960).—«The deformation of early linear structures in areas of repeated folding». *Jour. Geol.*, vol. 68, pp. 75-93.
- ROMER, F. (1872).—«Ueber das Vorkommen von Culmschichten mit Posidonomya becheri auf dem Südbhange der Sierra Morena in their Provinz Huelva». *Zeit. d. Deutsch. geol. ges.*, t. 24, Berlín.
- ROCCI, G., y JUTEAU, T. (1978).—«Spilites-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial». *Geol. Mijnb.*, vol. 47, núm. 5, pp. 330-339.
- ROSSO DE LUNA, T. (1941).—«Algunas características mineralógicas de la pirita, calcopirita y blenda de Riotinto». *Boletín IGME*, Madrid, t. 55, pp. 9-34.
- ROUTHIER, M. P., y AYE, F. et al (1976).—«Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements au sein d'une province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-ibérique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, pp. 5-8.
- (1980).—«La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane». *Mem. BRGM*, núm. 94, 265 pp.
- SAAVEDRA, J. L. (1964).—«Datos para la interpretación de la Estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía». *Not. y Comunic. IGME*, t. 73, pp. 5-50.
- SANTOS BONAÑO, A., y FERNANDEZ ALONSO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de la Puebla de Guzmán (número 958)». 2.ª serie, *IGME*.
- SANTOS BONAÑO, A.; FERNANDEZ ALONSO, F., y LEYVA CABELLO, F. (1981).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de San Silvestre de Guzmán (núm. 980)». 2.ª serie, *IGME*.

- SANTOS BONAÑO, A., y CONTRERAS VAZQUEZ, F. (1982).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Calañas (núm. 959)». 2.ª serie, IGME.
- SAWKINS, F. J., y BURKE, K. (1980).—«Extensional tectonics and Mid-Paleozoic massive sulphide occurrences in Europe». *Geol. Rundschau*, v. 69, núm. 2, pp. 349-360.
- 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.*, vols. 82-84, pp. 304-308.
- (1975).—«Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments». *Geol. Mijnb.*, vol. 54, pp. 23-35.
- (1975).—«Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt». *Pétrologie*, t. 1, núm. 1, pp. 71-86.
- (1976).—«The Aljustrel volcanics: megacryst tuff and green tuff (Aljustrel and Gavião pyrite deposits, South Portugal)». *Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidad Coimbra*, número 82.
- (1976).—«Volcanism and Metallogenesis». *Geologie en Mijnbouw*, vol. 55 (3-4), pp. 205-210, Rotterdam.
- SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, W. I. (1969).—«Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)». *Geol. Mag. Cambridge*, vol. 106, núm. 2, pp. 130-141.
- SELLEY, R. C. (1976).—«Medios sedimentarios antiguos». *Edit. H. Blume Edic.*, Madrid, pp. 1-251.
- SILLITOE, R. H. (1973).—«Environments of formation of volcanogenic massive sulphide deposits». *Econ. Geol.*, v. 68, núm. 8, pp. 1321-1325.
- 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 sudouest de la Péninsule Ibérique». *Geol. Mijnb.*, Rotterdam, t. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- (1980).—«Spilites et métallogénie. La province pyrito-cuprifère de Huelva (SW Espagne)». *Sciences de la Terre*, vol. 39, pp. 1-461, Université Nancy, France.

- SOLOMON, M.; WALSHE, J. L., y GARCIA PALOMERO, F. (1980).—«Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain». *Inst. Mining and Metallurgy*, London, pp. 16-24.
- STRAUSS, G. K. (1970).—«Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, vol. 77, 266 pp.
- 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 piritica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera». *Industria Minera*, pp. 25-38.
- (1977).—«Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. Geology, Geophysics and Geochemistry». *Springer-verlag*, Berlín, pp. 55-93.
- TURNER, F. J., y WEISS, L. E. (1963).—«Structural analysis of metamorphic tectonites». *Mc. Graw. Hill.*, New York, London, 545 pp.
- VAZQUEZ GUZMAN, F., y ARMENGOT, J. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (núm. 960)». 1.ª serie, IGME.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1970).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica de Santa Olalla de Cala (núm. 918)». 1.ª serie, IGME.
- (1972).—«Génesis de la Mina María Luisa, La Nava (Huelva). Una mineralización zonada». *Bol. IGME*, t. 83-IV, pp. 377-386.
- (1976).—«Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 60, Lisboa.
- (1977).—«Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España». 1.ª Curso Rosso de Luna, Area II, IGME.
- VEGAS, R. (1974).—«Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica». *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. LXXXV-II, pp. 153-156.
- VERDENIUS, J. G. (1970).—«Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir basin (Southern Spain)». *Utrecht Microp. Bull.*, t. 3, pp. 1-109.
- WEBB, J. S. (1958).—«Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal». *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, pp. 129-143.
- WEISS, L. E. (1959).—«Geometry of superposed folding». *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 70, pp. 91-106.

- WHITTEN, E. H. (1966).—«Structural geology of folded rocks». *Rand Mc. Nally*, Chicago, 663 pp.
- 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 porphyries 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.



LEYENDA

PLEOCENO Y CUATERNARIO		22	22
TERCIARIO-MIOCENO		21	21
SECUNDARIO TRASCICO		20	20
SUPERIOR		19	19
MIOCENO		18	18
OLIGOCENO		17	17
CRETACEO		16	16
CRETACEO SUPERIOR		15	15
CRETACEO INFERIOR		14	14
CRETACEO INFERIOR		13	13
CRETACEO INFERIOR		12	12
CRETACEO INFERIOR		11	11
CRETACEO INFERIOR		10	10
CRETACEO INFERIOR		9	9
CRETACEO INFERIOR		8	8
CRETACEO INFERIOR		7	7
CRETACEO INFERIOR		6	6
CRETACEO INFERIOR		5	5

22: Depósitos cuaternarios: arenas, limos y arcillas aluviales.
 21: Cáliz: margas azules, limos y arcillas.
 20: Arcillas rojas, arenillas, calizas, margas y marmoles.
 19: Pírcas y greses con Pírcobromos, Gomas, y Colodolitas.
 18: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 17: Pírcas y lías rojas.
 16: Lías.
 15: Lías, yesos, lías y greses. Lías, areniscas, margas y calizas de la zona de la Sierra de Guadalupe.
 14: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 13: Pírcas, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 12: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 11: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 10: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 9: Lías, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 8: Pírcas, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 7: Pírcas, margas, limos, arcillas, yesos y "Pírcas rojas".
 6: Pírcas y lías rojas.
 5: Pírcas y lías rojas con yesos de evaporación (Pírcas de Guadalupe).

ROCAS PLUTONICAS

4	4	4	4
3	3	3	3

ROCAS FILONIANAS

2	2	2	2
1	1	1	1

SIGNOS CONVENCIONALES

—	Contorno normal e isocosto
—	Contorno de relieve
—	Contorno marítimo
—	Falla
—	Falla Escarpada
—	Falla Inversa
—	Convergencia
—	Anticlinal
—	Sinclinal
—	Mina de Sulfuros de hierro y cobalto
—	Mina de Mercurio
—	Falla transformada
—	Fuente

SINTESIS GEOLOGICA DE LA FAJA PIRITICA DEL S.O. DE ESPAÑA

Escala 1:100.000

Publicado por el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA DIRECCION DE RECURSOS MINERALES DIRECCION DE GEOLOGIA Y TECNICAS BASICAS

Basado en la cartografía escala 1/50.000 del proyecto Mapa

26 Julio 1995

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA DIRECCION DE RECURSOS MINERALES DIRECCION DE GEOLOGIA Y TECNICAS BASICAS

Cartografía: RHEA Consultores S.A. Madrid